

N° d'ordre

149

T H E S E

présentée

à la Faculté des Sciences de l'Université de Lyon

pour obtenir

le titre de Docteur de Spécialité (3ème cycle)

SCIENCES DE LA TERRE (Géologie)

par

Jacques RECY

Licencié ès-Sciences

S U J E T

LES GLISSEMENTS SOUS-MARINS SYNSEDIMENTAIRES DANS
LES SEDIMENTS SECONDAIRES DE LA FOSSE VOCIENNE

Thèse soutenue le 29 juin 1965
devant la Commission d'examen.

MM. J. FLANDRIN , président

P. GEVIN (

M. CHENEVOY { examinateurs

N° d'ordre : 149

T H E S E

présentée

à la Faculté des Sciences de l'Université de Lyon

pour obtenir

le diplôme de docteur de 3ème Cycle de Géologie

par

Jacques R E C Y

Licencié ès-Sciences

LES GLISSEMENTS SOUS-MARINS SYNSEDIMENTAIRES DANS

LES SEDIMENTS SECONDAIRES DE LA FOSSE VOCONTIENNE

Thèse soutenue le 29 Juin 1965

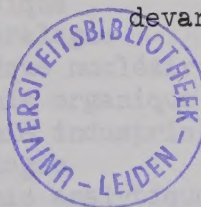
devant la Commission d'examen.

MM. J. FLANDRIN, président

P. GEVIN

M. CHENEVOY

{ Examineurs



UNIVERSITE DE LYON

FACULTE DES SCIENCES

Doyens honoraires

MM. LONGCHAMBON, MOUSSA, GAUTHIER Henri.

Professeurs honoraires

MM. LOCQUIN, de LARAMBERGUE, SOLLAUD, MENTZER, MOUSSA,
JAFFARD, EYRAUD Henri, DEJARDIN, VIRET.

Doyen

M. BRACONNIER

Assesseurs

MM. MESNARD
BOIDIN

Professeurs

MM. LONGCHAMBON	Minéralogie
PRETTRE	Chimie industrielle
COURTY	Chimie-Physique
KUHNER	Botanique
MALECOT	Mécanique rationnelle et appliquée
PARIS	Chimie minérale
AUMERAS	Chimie générale II
COLONGE	Chimie organique
JANIN	Physique générale
FLANDRIN	Géologie appliquée
BERNARD	Physique industrielle
DUFAY Jean	Astronomie
NIGON	Zoologie expérimentale
GAUTHIER Henri	Géologie générale
WAUTIER	Zoologie
CHOPIN	Chimie biologique
CUEILLERON	Chimie
BRACONNIER	Calcul différentiel et intégral
EYRAUD Charles	Chimie-Physique appliquée
SARAZIN	Physique nucléaire
BOIDIN	Microbiologie et Mycologie
PERES	Physiologie
MESNARD	Electronique
GRANDMONTAGNE	Physique
BOUTILLIER	Minéralogie
LAFOUCRIERE	Physique nucléaire théorique
DREUX	Chimie organique
TEICHNER	Chimie industrielle
PAVANS de CECCATTY	Zoologie
MERLIN	Chimie analytique

MM. DUFAY Maurice	Physique de l'Atmosphère
PHILBERT	Physique nucléaire
COHEN-ADAD	Chimie
DAVID Louis	Géologie générale
CHANEL	Psychophysiologie
MAURY	Méthodes Mathématiques de la Physique
DEPRAZ	Physique nucléaire
GAUTHIER Jean	Chimie
GAUME	Physique expérimentale

Professeurs sans chaire

MM. FERON	Mathématiques
LAFORGUE	Physique
LEGAY	Zoologie expérimentale S.P.C.N.
UZAN	Physique S.P.C.N.
CHENEVOY	Géologie appliquée
GINET	Zoologie
ASCH	Physique
MICHEL Pierre	Minéralogie
DUCET	Biologie végétale
Mle MAITROT	Physique
GEVIN	Géologie générale
PONASSE	Mathématiques
d'INCAN	Physique
LEFEBVRE	Mathématiques
PERNET	Mathématiques
CHERY	Physique
BERGEON	Physique C.S.U.
Mle GAUTHERON	Chimie biologique
DESCOTES	Chimie organique
ERBEIA	Physique
Mme ERICSON	Physique générale
LEMOIGNE	Botanique

Maîtres de Conférences

MM MARTEL	Mécanique
MATHIEU	Mécanique des Fluides
PICARD Philippe	Mathématiques
DEMARCO	Géologie générale
MICHEL Georges	Biochimie
LEBRETON	Biologie végétale
DAVID Jean	Biologie animale
TOUSSET	Chimie propédeutique
FEUVRAIS	Physique Electricité
PICARD Claude	Mathématiques
SCHMITT	Physique M.P.C.
LAURENT	Chimie organique
ROT	Mathématiques
BETHOUX	Mathématiques T.M.P.

Maîtres de Conférences -suite-

Mle	CALAIS	Mathématiques C.S.U.
	GUSAKOW	Physique
Mle	THOMAS	Chimie Minérale

Maître de Conférences adjoint

M. PIERRON Chimie

Conseiller Administratif

M. BURNET

Secrétaire Principal Honoraire

M. ROUX

AVANT - PROPOS

Qu'il nous soit permis d'exprimer ici toute la gratitude que nous devons à Monsieur le Professeur FLANDRIN qui a bien voulu nous accueillir en son laboratoire, et nous confier ce travail pour lequel nous avons bénéficié sans cesse de son expérience.

Nous voulons également remercier Monsieur le Professeur GEVIN qui nous a conseillé lors de nos débuts au Service de l'Hydraulique d'Alger, et n'a cessé depuis de nous encourager.

Nous tenons aussi à remercier Monsieur le Professeur CHENEVOY qui a bien voulu faire partie de notre jury.

Nous remercions également Messieurs P. ARTRU, P. COTILLON, M. GAY, M. MOULLADE et B. PORTHAULT dont les conseils et les enseignements nous furent très précieux.

Enfin je voudrais citer tous ceux qui m'ont aidé lors de la réalisation matérielle de ce travail : Madame LAFONT, Mesdemoiselles DUSSAUT et FOURNIER, Monsieur PATRICOT.

I - INTRODUCTION

A. GENERALITES ET HISTORIQUE

Le terme "glissement synsédimentaire" s'applique à des phénomènes de glissement affectant, le long d'une pente sous-marine, une épaisseur plus ou moins grande de sédiments non encore consolidés. L'extension latérale du glissement dépend de l'étendue du talus sous-marin. Dans les formations sédimentaires anciennes ces zones glissées se présentent sous forme de niveaux dans lesquels le parallélisme des bancs disparaît brusquement. Au sein de ces horizons troublés la stratification originelle peut s'être conservée bien que déformée ou s'être effacée plus ou moins complètement; on y observe soit des lambeaux de bancs, des lentilles ou des amygdales de grande taille, plus ou moins arrondis, disposés de façon anarchique, soit des bancs cohérents plissés ou simplement inclinés. Ces structures sont limitées par un toit et un mur qui paraissent généralement à peu près parallèles mais qui montrent parfois, quand les conditions d'affleurement permettent de les suivre sur de grandes distances, des différences d'inclinaison de quelques degrés.

Pendant longtemps l'explication de telles structures donna lieu à de grandes discussions entre ceux qui invoquaient des causes tectoniques (A. Strahan 1907) et ceux qui admettaient des causes sédimentologiques. Des glissements dans les deltas lacustres suisses ou dans des retenues artificielles en partie comblées par les apports avaient pourtant permis dès le début du siècle l'observation directe de ce phénomène de glissement qu'Albert Heim et son fils Arnold Heim (1908) furent les premiers à décrire et à expliquer. Malgré les observations d'Arnold Heim sur les dépôts actuels lacustres et sur les structures de glissement

des formations anciennes, les partisans de la nature tectonique de telles structures ne pouvaient concevoir l'idée de remaniement synsédimentaire sous l'unique action de la pente du fond sous-marin. La notion d'un fond sous-marin très varié avec talus locaux, pentes et contre-pentes, ravins, est en effet relativement moderne et les observations océanographiques ont certainement aidé à l'établir.

V. Paquier, L. Leenhardt, A. Toucas, W. Kilian qui observèrent pourtant les pseudo-brèches et pseudo-conglomérats (sans tenter d'expliquer d'ailleurs le mécanisme de leur formation autrement que par d'hypothétiques courants ou des alternances de surrection et de subsidence), négligèrent les structures de glissement moins évoluées, leur attribuant ainsi implicitement une origine tectonique.

Dès 1938, J. Goguel, observant des structures jusque-là non décrites dans le Crétacé inférieur de la fosse vocontienne avait conclu à une formation par glissement sous-marin synsédimentaire. En 1944 il décrit une autre structure, celle des pseudo-brèches et des pseudo-conglomérats qui avait au début du siècle donné lieu à des hypothèses contradictoires. Certains jugeaient ces structures d'origine concrétionnaire, d'autres y voyaient l'influence de courants, d'autres enfin pensaient à des remontées et des subsidences alternatives du fond qui soumettraient par période les vases à l'action des vagues. J. Goguel admet pour certains pseudo-conglomérats qu'un glissement des sédiments est à l'origine de leur formation et pour les pseudo-brèches soutient la grande importance de l'action séismique.

Pour J. Remane (1960) ces formations sont dues à des coulées boueuses ayant leur origine dans une zone littorale éloignée, située au nord de la fosse vocontienne et parcourant 15 à 20 Km avant de se déposer.

L'objet de notre travail a été de reprendre, de façon plus détaillée et plus complète, l'étude des structures de glissement de la fosse vocontienne déjà signalées et décrites dans leur ensemble par J. Goguel. Nous nous sommes spécialement attachés à déterminer la répartition stratigraphique et géographique des structures de glissement ("slumping" et "sliding" des auteurs de langue anglaise) des étages compris entre le Bathonien moyen et le Bédoulien. Par contre nous n'avons étudié que sommairement et accessoirement les pseudo-brèches et pseudo-conglomérats.

B. RAPPEL DES FACIES DES FORMATIONS SECONDAIRES DE LA "FOSSE VOCONTIENNE" .

Le terme "fosse vocontienne" est consacré par l'usage, mais il serait plus conforme à la réalité de parler de bassin plus ou moins subsident suivant les périodes; la profondeur a subi, elle aussi, des variations au cours des âges. Nous rappellerons rapidement dans ce chapitre les faciès types de la fosse vocontienne. Notre description commencera au Bathonien moyen et se terminera au Gargasien.

- Le Bathonien moyen et supérieur constitue le terme de base de la série des "terres noires". Sa puissance peut atteindre 1000 m. Ce sont des marnes schisteuses de teinte sombre, très monotones, tout à fait comparables aux marnes de l'Oxfordien dont elles se distinguent toutefois par la présence de grandes Posidonomyes. Ces marnes, dont la teneur en CO_3Ca est d'environ 40 %, admettent à leur partie supérieure plusieurs gros bancs (0,10 à 0,50 m) de calcaires gréseux à patine rousse qui permettent parfois l'observation de "convolute laminations" (communication orale de P. Artru). Par contre nous n'avons observé dans ces terres noires aucun "macro-slumping".

- Le Callovien, épais de 500 à 700 m, se subdivise en trois termes :

. un terme inférieur marneux (environ 150 m), très peu différent par son faciès du Bathonien supérieur et de l'Oxfordien.

. un terme moyen (environ 100 m) caractérisé par la présence d'abondants calcaires brun-jaune en plaquettes de 5 à 10 cm.

. un terme supérieur marneux, ne se distinguant pas lithologiquement de l'Oxfordien et dont la teneur en CO_3Ca est d'environ 20 % (300 à 500 m.).

- L'Oxfordien et la base de l'Argovien sont représentés sur 200 à 300 m par des marnes schisteuses de teinte sombre qui terminent la série des "terres noires" proprement dites. La teneur de ces marnes en CO_3Ca est d'environ 30%. Nous n'avons pas observé de structure de glissement dans le Callovien et l'Oxfordien.

- L'Argovien moyen et supérieur, épais de 350 m, se caractérise par une alternance de bancs calcaires et de marnes; il montre en général un ou deux passages d'une trentaine de mètres de marnes franches. Les calcaires, épais de

1 à 2 m., ont une patine rousse; leur cassure esquilleuse (débit prismatique), grisâtre, présente au toucher un aspect râpeux. La proportion de terrigène varie de 15 à 25 %. Les passées marneuses, épaisses de 2 à 3 m en général, ont à l'affleurement une couleur grisâtre, parfois jaunâtre, une cassure esquilleuse grise et contiennent 50 % à 60 % de CO_3Ca environ. Les passages de marnes franches montrent à l'affleurement une couleur plus sombre; ces marnes sont plus friables et se débitent en petits feuillets très minces. Leur teneur en CO_3Ca paraît bien moins forte que celle des précédentes. Elles rappellent fortement les marnes oxfordiennes.

L'Argovien ne présente pas de phénomènes de glissement sous-marin.

- La fin de l'Argovien et le tout début du Séquanien sont représentés par une barre d'une quarantaine de mètres d'épaisseur (appelée barre à faciès rauracien) souvent en ressaut dans la topographie; cette barre est formée de bancs calcaires de 50 cm à 1 m d'épaisseur, à patine et cassure sombres (la matière organique non oxydée est relativement abondante), à grain fin (lithographique), séparés par des joints de stratification ou plus rarement par des interlits marneux de quelques centimètres. Ce Rauracien ne présente pas de phénomènes de glissement.

- Le Séquanien inférieur se caractérise par une alternance, sur une soixantaine de mètres, de bancs calcaires plus argileux que les précédents, à cassure plus claire, moins épais (30 à 40 cm) et de lits marneux de 10 à 20 cm; les bancs calcaires se montrent généralement plus épais et les lits marneux plus minces à la base de l'étage. Il est courant d'observer un niveau glissé à la base de l'étage.

- Le Séquanien supérieur est représenté par une alternance de bancs calcaires de 20 cm d'épaisseur et de marnes de 10 à 20 cm qui passe, au Kiméridgien inférieur, à des bancs calcaires lités décimétriques à patine blanchâtre ou jaunâtre, à cassure grisâtre et à grain moins fin que celui des calcaires séquaniens. Nous n'avons observé que de très rares structures de glissement dans le Séquanien supérieur et le Kiméridgien inférieur.

- Le Tithonique, qui groupe le Kiméridgien supérieur et le Portlandien, correspond à une assise calcaire de 50 à 70 m, formant la majeure partie des crêtes importantes de la région. Cette assise montre une alternance de gros

bancs, formant des barres de 2 à 10 m d'épaisseur et de bancs plus minces variant de 0,10 à 1 m. Les bancs minces comme les bancs massifs sont constitués par des calcaires presque purs à patine blanchâtre et cassure grise ou beige, dont la pâte est généralement fine et même sub-lithographique mais qui, dans les bancs les plus gros, présentent souvent une structure pseudo-bréchique et pseudo-conglomératique; certains bancs de quelques décimètres d'épaisseur, présentent un faciès pseudo-microconglomératique.

- Par son aspect général, le Berriasien ne diffère guère sur ses trente premiers mètres du Tithonique auquel il succède en continuité de sédimentation. Il est encore formé de barres (1 à 5 m) à structure pseudo-conglomératique et de calcaires en gros bancs (0,30 à 1 m) qui se montrent toutefois plus régulièrement lités et qui admettent dans leur partie supérieure de minces interlits marneux. Les calcaires présentent une texture encore plus fine que celle des calcaires tithoniques, en même temps que s'éclaircit leur teinte, qui varie du beige clair au blanc presque pur.

- Au-dessus, et sur une épaisseur de 60 à 100 m, le Berriasien supérieur est constitué par une alternance de calcaires sub-lithographiques en bancs de 0,20 à 0,30 m d'épaisseur, plus marneux que les précédents, à patine jaunâtre et cassure gris beige et de marnes jaunes à l'affleurement. Les interlits marneux augmentent d'importance vers le haut de l'étage et prédominent souvent dans une ou deux zones de 7 à 8 m d'épaisseur. Les structures de glissement sont abondantes dans le Berriasien supérieur.

- Au Valanginien, épais de 100 à 300 m, les marnes à patine jaune et cassure grise dominant. Les bancs de calcaires marneux se raréfient et des marnes franches à rares bancs calcaires occupent la plus grande partie de l'étage. Le Valanginien se caractérise par l'absence de structures de glissement.

- L'Hauterivien présente, sur 250 à 400 m, une alternance régulière de bancs calcaires moins argileux que ceux du Valanginien et de marnes, qui tend à donner à l'étage un aspect zoné caractéristique. Des zones à dominante marneuse existent dans la série mais l'évolution de la sédimentation conduit, à l'Hauterivien supérieur, à une augmentation de l'épaisseur des bancs calcaires (jusqu'à 1 m) et à une diminution des intercalations marneuses. Les bancs

calcaires ont une patine grise, parfois légèrement jaunâtre, une cassure d'un gris plus sombre et un aspect rugueux au toucher. Les marnes sont grises et feuilletées. La présence de bancs de calcaires légèrement gréseux à patine rousse à cassure miroitante grisâtre, à rares éléments fins de quartz, s'observe surtout dans l'Hauterivien inférieur et moyen. Dans ces bancs, parfois épais d'un mètre ou deux, les silex en lits et rognons abondent. En lame mince, il est parfois possible de constater l'absence complète de quartz fin détritique compensée par la présence de sphérules ou de petits nodules de calcédoine. La présence de "slumpings" est courante dans l'Hauterivien.

Vers le sud du terrain, dans la région de la montagne de Lure, l'Hauterivien augmente considérablement d'épaisseur mais on n'observe plus de structure de glissement.

- Au Barrémien, la dominante calcaire s'accroît. La combe à *Heteroceras* montre pourtant dans le Barrémien tout à fait supérieur, une récurrence du faciès marneux. Le Barrémien, épais de 50 à 100 m, se présente sous deux formes différentes. On le rencontre sous la forme de barres (généralement une ou deux), composées de gros bancs calcaires individualisés par des joints de stratification ou de minces interlits marneux, et encadrées par des niveaux à interlits marneux plus épais (20 à 40 cm), ou sous la forme d'une alternance de bancs calcaires épais de 0,5 à 1 m et de marnes épaisses de 10 à 40 cm. Les calcaires présentent soit un faciès pélagique soit un faciès organogène. Ils se caractérisent, dans le premier cas, par une patine grise ou jaunâtre, une cassure grise, un grain relativement fin mais très râpeux au toucher et une faible proportion d'argile; dans le second cas, ils se caractérisent par l'abondance de l'apport organogène formé de débris coquilliers et de tests de Foraminifères (*Miliolites* et *Orbitolines*), qui donne à la roche une cassure miroitante et une texture plus grossière. Tous les intermédiaires se rencontrent entre ces deux faciès extrêmes. Les structures de glissement se rencontrent surtout dans le Barrémien à intercalations marneuses épaisses.

Vers le sud du terrain, le Barrémien présente un faciès pélagique à peu près régulier qui, vers la montagne de Lure, s'épaissit fortement (400 à 700 mètres) et ne montre plus alors de structure de glissement.

Vers le sud-ouest/ et l'Ouest le Barrémien a un aspect organogène très net indiquant un dépôt néritique. Au Nord (moitié nord de la carte au 1/50.000°

Die) les variations de faciès sont fréquentes. Au centre du terrain, le faciès pélagique domine, mais des bancs organogènes s'y rencontrent souvent. Il est très rare de les trouver à la même position stratigraphique d'une coupe à l'autre. Les conditions de sédimentation devaient donc être remarquablement variables dans le temps et dans l'espace. Le rôle des courants n'était certainement pas négligeable; il est attesté par la présence de chenaux d'érosion (cf. photographie 22).

- Le Bédoulien, épais d'une cinquantaine de mètres en moyenne mais souvent moins, surmonte le Barrémien en continuité de sédimentation sans qu'il soit possible de l'en distinguer par son aspect morphologique, sauf quand la vire à *Heteroceras* est assez épaisse. La limite paléontologique n'est pas plus facile à placer par suite de la rareté des fossiles. Le Bédoulien se rencontre soit sous la forme d'une barre composée de bancs calcaires épais séparés par des joints de stratification ou des interlits marneux, soit sous la forme d'une alternance de bancs calcaires de 1 m d'épaisseur environ et de marnes de 20 à 40 cm. Au point de vue pétrographique, rien ne distingue les faciès du Bédoulien de ceux du Barrémien. La présence de chenaux d'érosion, de lacunes de sédimentation, les variations de faciès fréquentes indiquent des conditions de sédimentation encore plus troublées que celles du Barrémien. Notons la présence de "slumpings" surtout dans les faciès à intercalations marneuses épaisses.

- Au Gargasien, les faciès franchement marneux réapparaissent brutalement après quelques intermèdes gréseux; les "slumpings" y sont extrêmement rares.

Bien qu'au Cénomano-Turonien la présence de "slumpings" ait été aussi constatée, nous limiterons notre étude aux terrains du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur.

- Nous nous contenterons d'indiquer rapidement ici la signification sédimentologique de la coupe présentée ci-dessus :

Les terres noires sont dues à des apports considérables de sédiments terrigènes fins (illite, kaolinite) déposés sur un fond affecté de subsidence, ce qui explique l'épaisseur énorme de la série.

La sédimentation thalassogène débute à l'Argovien, s'affirme au Rauracien-Séquanien pour trouver son paroxysme au Tithonique et au Berriassien inférieur. Il y a ralentissement de la subsidence, l'épaisseur de la série atteignant

300 mètres du Rauracien au Berriasien inférieur. La nature géologique des dépôts n'implique aucune obligation de profondeur. Simplement, les continents alentour n'étaient pas susceptibles de fournir un apport détritique important. On admet une profondeur du fond sous-marin supérieure à 200 m.

Au Berriasien supérieur, la subsidence se manifeste à nouveau, les apports reprennent et sont particulièrement abondants au Valanginien. A l'Hauterivien, on retrouve une sédimentation plus calcaire, bien que les apports argileux fins ne soient pas négligeables. L'étude de la macro-faune et de la micro-faune indique une profondeur de dépôt n'excédant pas ou n'excédant que rarement 200 m.

Au Barrémo-Bédoulien, la subsidence se ralentit et les sédiments contiennent une faune benthique de faible profondeur (une centaine de mètres au plus, généralement 20 à 50 mètres), qui témoigne du caractère épicontinental de la fosse vocontienne à cette époque.

On peut donc dire qu'après le Berriasien inférieur, la sédimentation reste essentiellement calcaire, avec apports terrigènes lointains surtout abondants au Valanginien et à l'Hauterivien.

Il faut noter que pour certains auteurs et pour G. Millot (Géologie des argiles 1964) notamment, l'origine des argiles peut être variée. Pour lui, des argiles comme la montmorillonite, l'attapulгите et la sépiolite peuvent être néoformées, c'est-à-dire qu'il leur est possible de prendre naissance dans les bassins de sédimentation à partir de solutions, exactement comme les calcaires d'origine chimique, qu'elles accompagnent d'ailleurs souvent. Ce seraient donc, dans ce cas, des dépôts thalassogènes. Les autres argiles, illite, chlorite, kaolinite auraient en général une origine terrigène plus ou moins lointaine; mais elles pourraient subir, au sein des bassins de sédimentation, des transformations qui tendraient soit à compléter la structure d'argiles initialement dégradées, soit à changer leur nature. Il est évident qu'une telle théorie remet en question la signification sédimentologique classique des argiles, du moins pour les minéraux à qui G. Millot attribue sous certaines conditions une origine thalassogène.

Au Dogger et au Malm inférieur, l'illite et la kaolinite forment la plus grande partie des sédiments de la fosse vocontienne. Au Crétacé inférieur, la fraction argileuse est composée surtout d'illite et d'interstratifiés illite-montmorillonite (nous verrons au chapitre III une étude détaillée des argiles

du Crétacé inférieur). Si nous étudions ces résultats dans l'optique de la théorie de G. Millot, nos considérations sur les conditions sédimentologiques du Jurassique restent inchangées. Au Crétacé inférieur, la présence en plus de l'illite, d'un interstratifié illite - montmorillonite complique l'interprétation. L'origine de la montmorillonite est-elle thalassogène, est-elle due à un héritage indirect, est-elle due à une évolution de l'illite ? Au Berriasien, à l'Hauterivien et au Barrémo-Bédoulien, la sédimentation argileuse étant réduite par rapport à la sédimentation calcaire, nos conclusions précédentes sur la sédimentation de ces étages ne changent pas, quelle que soit l'origine attribuée à la montmorillonite. Par contre, au Valanginien, la sédimentation argileuse étant importante, la montmorillonite, quoique moins abondante que l'illite se trouve en quantité non négligeable (15 à 25 %). Les conclusions sur la sédimentation valanginienne peuvent donc légèrement varier suivant l'origine attribuée à la montmorillonite.

Notre but n'est pas de trancher la question de l'origine des argiles. Nous nous sommes contentés de présenter les différentes conclusions qui se dégagent si l'on prend en considération l'une ou l'autre des deux théories en présence : simple rôle de réceptacle du bassin de sédimentation, ou possibilité pour certaines argiles de prendre naissance au sein même du bassin à partir de sels en solution, ou par transformation d'une autre argile.

Il est évident que les conclusions sédimentologiques qui en découlent peuvent être, surtout pour le Valanginien, sensiblement différentes.

C. CADRE ET PLAN DE L'ETUDE

Le périmètre d'étude est situé dans le département de la Drôme, sauf pour sa partie nord-est située dans les Hautes-Alpes. La région est montagneuse, les sommets variant en général entre 1200 et 1800 mètres. La forêt y est importante, gagnant chaque jour sur les champs et recouvrant peu à peu les affleurements. Les vallées sont rares, le plus souvent encaissées, et les débits des cours d'eau fort irréguliers. Trois rivières relativement importantes prennent naissance dans la région ou la traversent. Il s'agit de la Drôme, du Buech et de l'Eygues. Les petites villes et les villages les plus riches s'alignent sur les axes formés par leurs vallées. Notre terrain s'étend sur les cartes au 1/50.000° de Die, Dieulefit, Nyons, Vaison-la-Romaine, Luc-en-Diois, Serres, Séderon, Laragne, Sisteron.

Nous nous bornerons à donner ici les grandes lignes de notre étude. Nous décrirons d'abord les principales figures de glissement observées; nous évaluerons ensuite les influences pétrographiques et chimiques sur les structures de glissement. Puis nous étudierons les comportements physico-chimiques des boues.

Nous donnerons quelques résultats de mesures d'axes de couches contour-nées, permettant de mettre en évidence la direction du glissement. Enfin nous étudierons la répartition chronologique des glissements, leur répartition géo-graphique et essaierons d'en tirer des conclusions paléogéographiques.

D. PRESENTATION DES DOCUMENTS ICONOGRAPHIQUES

Notre travail a consisté à repérer la position stratigraphique et géogra-phique des glissements sous-marins observés dans la fosse Vocontienne. Nous avons ainsi constaté une répartition géographique permettant de définir pour chaque étage des zones dites "troublées" riches en niveaux glissés et des zones dites "calmes" pauvres en niveaux glissés. Nous avons consigné ce résul-tat sur une carte au 1/200.000° que nous présentons hors-texte.

La différenciation en zones "calmes" et "zones troublées" n'indique pas une absence absolue de figures de glissement dans les zones dites calmes mais signifie que, statistiquement, leur présence est beaucoup plus rare que dans les zones dites troublées. Il faut donc souligner qu'il est très hasardeux de tirer des conclusions sur la vue d'un seul affleurement et qu'il est nécessai-re d'observer dans une région plusieurs affleurements du même étage pour avoir un opinion correcte de l'importance ou de la rareté des structures de glissement dans la région. Le tracé des limites de zone a été effectué autant que possible dans cette optique. Malheureusement, sur de grandes étendues, les étages étudiés peuvent être masqués par des formations superficielles ou ne pas affleurer; nous avons été conduits dans ce cas à interpoler entre les points où l'observation a été possible, la précision étant alors fonction inverse de la distance séparant les points. En résumé, dans les régions pauvres en affleurements, chaque affleu-rement a été supposé représentatif d'une région plus ou moins étendue, ce qui est théoriquement faux. Nous signalerons donc, lors de notre étude de la répar-tition géographique des glissements (Chapitre VII) les difficultés rencontrées pour la délimitation des zones "troublées" et "calmes" dans chaque étage; nous préciserons également la valeur à attribuer à

chacun des tracés.

Nous avons commencé à répertorier les pseudo-brèches et pseudo-conglomérats du Tithonique - Berriasien inférieur. Devant leur abondance et la difficulté de leur corrélation, nous avons renoncé à ce travail qui sortait un peu de notre sujet et justifierait à lui seul une étude importante.

II DESCRIPTION DES PRINCIPALES FIGURES DE GLISSEMENT

- Forme des bancs, dimensions et dénominations caractéristiques de la structure de glissement.

Ces phénomènes de remaniement sous-marin n'intéressèrent guère les auteurs français, ce qui explique la rareté et l'imprécision des termes les désignant. Par contre les auteurs de langue anglaise s'attachèrent depuis le début du siècle à leur description et créèrent alors un certain nombre de termes. Obligation nous est donc faite de créer des définitions nouvelles, ou de nous appuyer sur celles de la littérature étrangère; le foisonnement des définitions et leurs variations de sens suivant les auteurs nous conduisent à préférer la première solution.

"Slump" est le terme employé pour les structures engendrées sur une pente par la gravité avec un faible déplacement des sédiments. "Slides" désigne des glissements d'extension horizontale plus grande avec des déplacements plus importants (Définitions de P. Potter et F. Pettijohn 1963, p. 155). Ces termes n'impliquent aucune tentative de classification suivant le mécanisme du glissement ou les structures obtenues. Par contre ces deux auteurs essayent d'établir un début de classification en distinguant les structures dues à un glissement de masse bouleversant toute la structure initiale et les structures dues à un glissement sur une surface de décollement (sole of décollement, p. 156). Chez les auteurs de langue anglaise le lecteur est perdu dans le foisonnement des "ball and pillow structures" des "internal" ou "external structures" des "slumps overfolds" des "spiral slump balls" ou "snow ball structure", des "slump sheets" ainsi que des "hook-shaped" et "roll-up structures". Tous ces termes ne constituent pas une classification. Aucune des structures ainsi désignées n'est nettement définie par rapport aux autres ni du point de vue taille, ni du point de vue nature du sédiment, ni du point de vue comportement physico-chimique des boues qui l'ont formée. De plus, les définitions de ces termes varient

suivant les auteurs.

Ainsi pour F.J. Pettijohn (1956, p. 190) le "penecontemporaneous folding" s'applique à des alternances de bancs (grès et argiles surtout) de faible épaisseur, quelques centimètres au maximum. Chez P. Nagtegaal (1963, p. 368-371) ces formations portent le nom de "convolute laminations". Pour F. Pettijohn l'origine serait à chercher dans les phénomènes de boudinage précoce alors que pour P. Nagtegaal et R. Shrock (1948) un glissement des couches serait la cause du plissement. Pour P.H. Kuenen (1953, p. 18) ces "convolute laminations" appelées par lui "laminae" ou "pseudo-ripple marks", sont dues aux pressions différentes causées par le passage d'un courant sur les rides (ripple-marks) du fond. De même les "pillow structures" sont dues à un boudinage précoce pour P. Potter et F.J. Pettijohn (1963, p. 148-155) et aux glissements synsédimentaires pour d'autres. Nous arrêtons ici les exemples de cette imprécision des termes et de leur signification. Chacun des auteurs peut d'ailleurs avoir raison pour les cas qu'il décrit. Il n'est pas impossible que des formes identiques aient pu être causées par des phénomènes différents. Mais une description insuffisante des formes et du contexte et une tendance à généraliser l'explication proposée à toutes les formes apparemment semblables mettent la confusion dans l'esprit des lecteurs.

Les structures de glissement sous-marin se présentent sous des aspects extrême^{ment} variés. Bien qu'une telle opération comporte toujours une part d'arbitraire, il est possible de classer les formes rencontrées en quelques types que nous allons décrire ci-dessous. La série étudiée étant composée de sédiments marneux ou calcaires ou d'une alternance de bancs calcaires et d'interlits marneux, la classification proposée n'est valable que pour des séries équivalentes et n'a nullement la prétention de s'appliquer à tous les types de sédiments.

Nous distinguerons d'une part, les structures de glissement dont les bancs calcaires et les interlits marneux conservent, bien que déformés, leur litage et leur feuilletage originels et d'autre part, celles qui ont perdu toute trace de leur stratification originelle.

A. STRUCTURES DE GLISSEMENT PROPREMENT DITES

Tous ces glissements ont un caractère commun : ils n'érodent jamais leur mur. On observe parfois des traces de frottement au toit du premier banc du

mur, mais seulement à la base des glissements dont le déplacement a été relativement important.

a) Structure plissée simple. (cf. Fig. 1 page : 14).

Cette structure (voir les exemples représentés sur les photographies 18 et 13) se présente comme un micro-anticlinal, limité au toit et au mur par des couches parallèles et dont les flancs se retrouvent très vite en concordance avec les bancs encaissants. Souvent, les deux ou trois premiers bancs du toit s'amincissent et s'incurvent sur le sommet de la structure. En effet, celle-ci forme, après le glissement, un bombement local n'ayant pas permis par suite de l'inclinaison de ses flancs ou de l'action plus sensible de courants lents, une sédimentation aussi épaisse que sur le fond sous-marin environnant. Lorsque la sédimentation a nivelé les différences topographiques, les couches retrouvent leur constance d'épaisseur et leur parallélisme rigoureux. Le caractère dominant de cette structure est la souplesse et l'absence de ruptures sauf à l'origine du glissement (par étirement) et au coeur du micro-anticlinal dont les bancs sont plissotés et fragmentés. Latéralement le niveau glissé passe à des bancs restés stables et parallèles aux bancs encaissants. Cette figure de glissement n'affecte généralement pas les bancs sur une longueur de plus d'une trentaine de mètres et sur une hauteur supérieure à 3m.

Les bancs calcaires plissés par ce type de glissement souple sont généralement assez minces (15 à 30 cm) avec des interlits marneux de même épaisseur.

En fait, la description ci-dessus reste assez théorique et l'observation de structures plissées simples, sans "fracture", garde un caractère d'exception.

Le cas général est une structure "monopli" dont les bancs présentent des ruptures plus ou moins abondantes (Voir l'exemple représenté par la photographie 13).

b) Structure plissée complexe. (cf. Fig. 2 page : 14).

Les bancs de la masse en mouvement se replient plusieurs fois sur eux-mêmes sans "fracture", lors du glissement. La photographie 6 présente le seul exemple que nous connaissons d'une structure formée de plis couchés, superposés, sans "fracture". Nous verrons plus loin (cf. chapitre II) que des circonstances exceptionnelles ont présidé à la création et à la conservation de cette figure de glissement. Ce type de structure est extrêmement rare et les

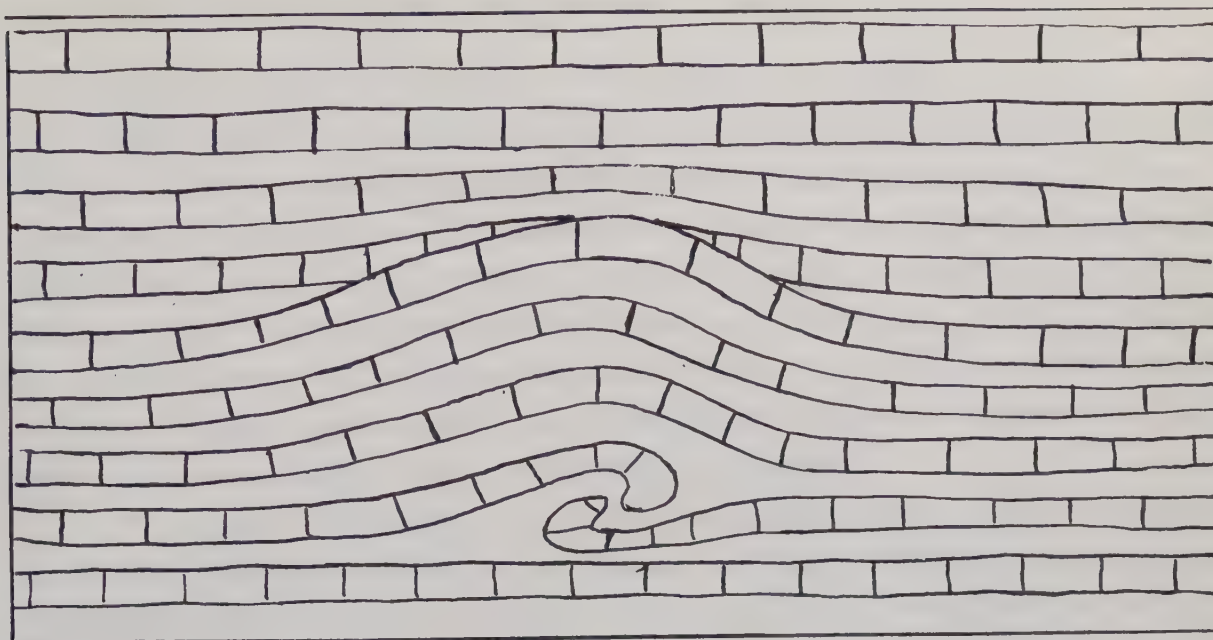


Fig. 1 : structure plissée simple (épaisseur du niveau glissé 1,5 m, épaisseur des bancs calcaires 25 cm.)



Fig. 2 : Structure plissée complexe - (maximum d'épaisseur du niveau glissé 2,5 m; épaisseur des bancs calcaires 30 cm.)

autres exemples observés montrent souvent un certain nombre de "fractures".

c) Structure plissée et laminée. (cf. Fig. 3 page 16).

Il s'agit d'une structure très fréquente dont la photographie 16 présente un des plus beaux exemples rencontrés dans la fosse vocontienne. Le niveau glissé se caractérise par la juxtaposition de plis plus ou moins couchés, intriqués les uns dans les autres et formés d'un nombre variable de bancs calcaires, trois ou quatre en général. Il est vain de vouloir suivre un banc sur une grande distance. Il est possible de le faire sur de courtes distances (2 à 8 m à peu près), mais très vite le banc s'interrompt et on passe à un autre pli en apparence tout à fait indépendant du premier.

Il arrive parfois que toit et mur présentent entre eux des discordances de l'ordre de plusieurs degrés; si l'angle est trop faible il est difficilement décelable et le toit et le mur paraissent parallèles, ce qui est le cas le plus fréquent.

Il est courant que la surface supérieure du niveau glissé soit ondulée du fait des plissements intervenus lors du mouvement. Le premier banc déposé sur l'horizon glissé est alors aminci sur les bossellements et épaissi dans les creux. La sédimentation tend à niveler les irrégularités créées par le glissement. Au-dessus, les bancs gardent une épaisseur constante et une régularité parfaite.

Ce type de structure se rencontre souvent sur des niveaux continus d'une à plusieurs centaines de mètres de longueur et de 1,5 à 4 m de hauteur, les horizons les plus épais étant généralement les plus longs. Les bancs calcaires déformés devaient avoir à l'origine une épaisseur de 20 à 40 cm mais ils ont subi lors du glissement des renflements et des étirements qui en ont modifié considérablement l'apparence. Les interlits marneux devaient être sensiblement plus minces.

d) Structure "boudinée" simple. (cf. Fig. 4 page 16).

Cette structure de glissement ressemble à s'y méprendre aux figures de boudinage dues à des efforts tectoniques : les bancs calcaires sont "fracturés" et morcelés en éléments de 20 à 60 cm de longueur qui restent grossièrement alignés suivant le litage originel. Mais les couches encaissantes du niveau troublé, régulièrement litées, sont parfaitement semblables, tant par leur

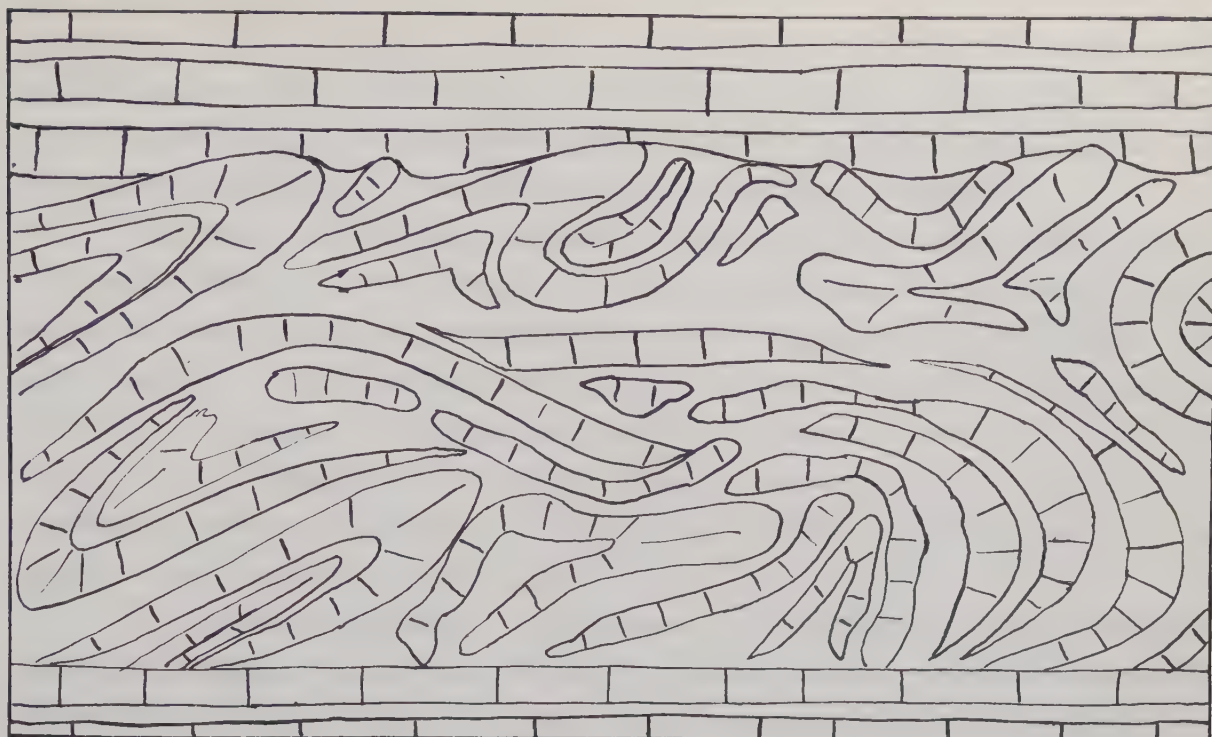


Fig. 3 : Structure plissée et laminée - (épaisseur du niveau glissé 3 m.;
épaisseur des bancs calcaires 30 à 40 cm.)

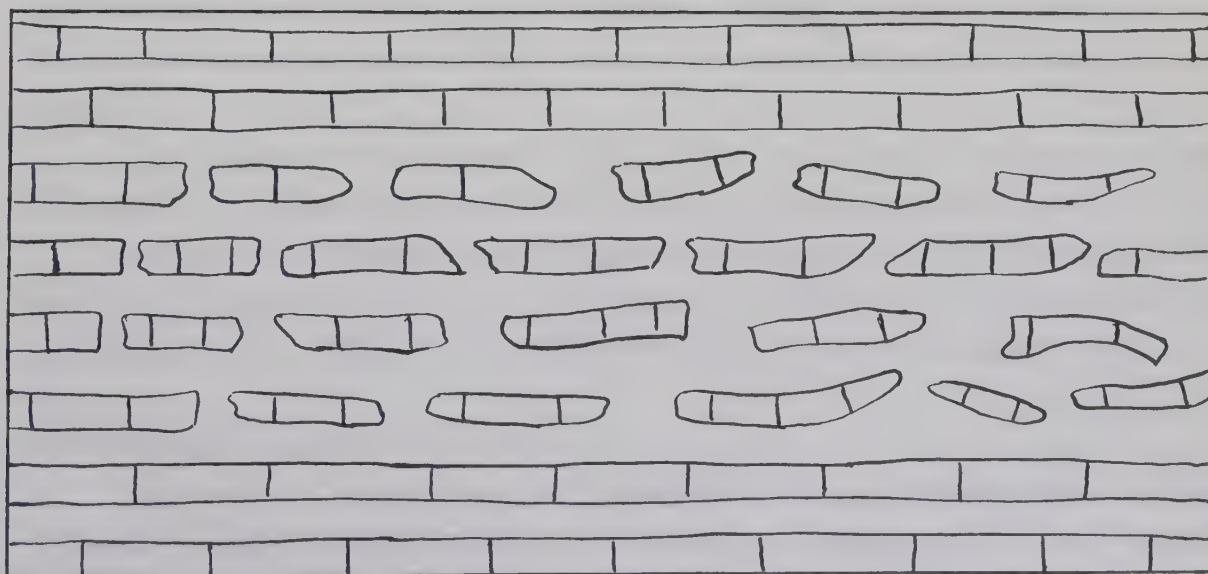


Fig. 4 : Structure boudinée simple (épaisseur du niveau glissé 2 m.;
épaisseur des bancs calcaires 20 cm.)

nature que par leur épaisseur, aux couches boudinées. Il paraît donc pour le moins improbable qu'au sein d'une série homogène et régulière un niveau soit brusquement affecté par des phénomènes de boudinage tectonique.

Les bancs étirés passent latéralement d'un côté à des bancs à stratification non troublée et de l'autre soit à des structures de glissement plus ou moins plissées soit plus rarement à des bancs réguliers. En anticipant sur la suite de notre exposé il faut noter que la partie "amont" du glissement est soumise sur quelques mètres à des forces de tension, alors que le reste est soumis à des forces de compression. De là ce passage latéral d'une structure boudinée due à un étirement à une structure plissée due à des forces de compression. (cf. Fig. 4bis, page 18).

Ce type de glissement, relativement rare, affecte sur une trentaine de mètres de longueur au maximum et sur 1 à 4 m de hauteur des alternances régulières de bancs calcaires d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur et d'interlits marneux d'épaisseur égale.

La photographie 10 représente une de ces structures.

e) Structure boudinée complexe. (cf. Fig. 5, page 19).

La photographie 3 illustre ce type de glissement qui se rencontre fréquemment. L'aspect général est massif. Les bancs calcaires se recoupent les uns les autres, sont "fracturés", plus ou moins recourbés mais la présence de plis identiques à ceux de la structure plissée et laminée (fig. 3) reste rare. Ces niveaux, épais de 2 à 15 m, s'étendent souvent en horizons continus de plusieurs centaines de mètres, les horizons les plus épais étant aussi les plus étendus.

Ces figures de glissement affectent des alternances de bancs calcaires, de 30 à 80 cm d'épaisseur, et d'interlits marneux plus minces (10 à 20 cm).

Notons la présence assez fréquente, au sein de cette structure de glissement, de fragments de bancs de 5 à 15 cm de longueur, plus ou moins arrondis et rappelant les éléments des pseudo-brèches et pseudo-conglomérats.

f) Structure amygdalaire simple.

Celle-ci, illustrée par la photographie 12, se présente sous la forme d'énormes amygdales épaisses de 0,5 à 1,20 m et longues de 2 à 5 m. La photographie 12 présente un cas particulier. En effet, les amygdales y atteignent des

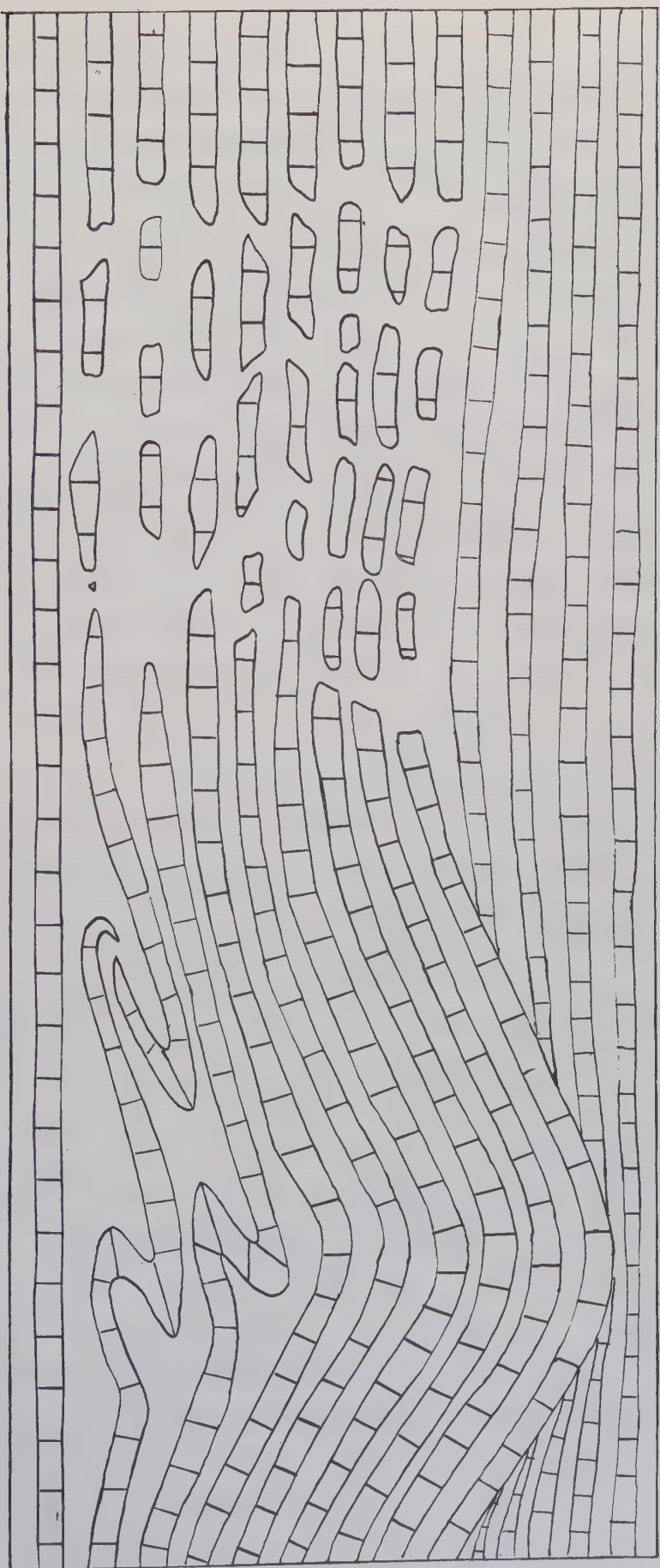


Fig. 4bis : Passage latéral d'une structure boudinée à une structure plissée - (épaisseur du niveau glissé 3,5 m. ; épaisseur des bancs calcaires 20 cm.)

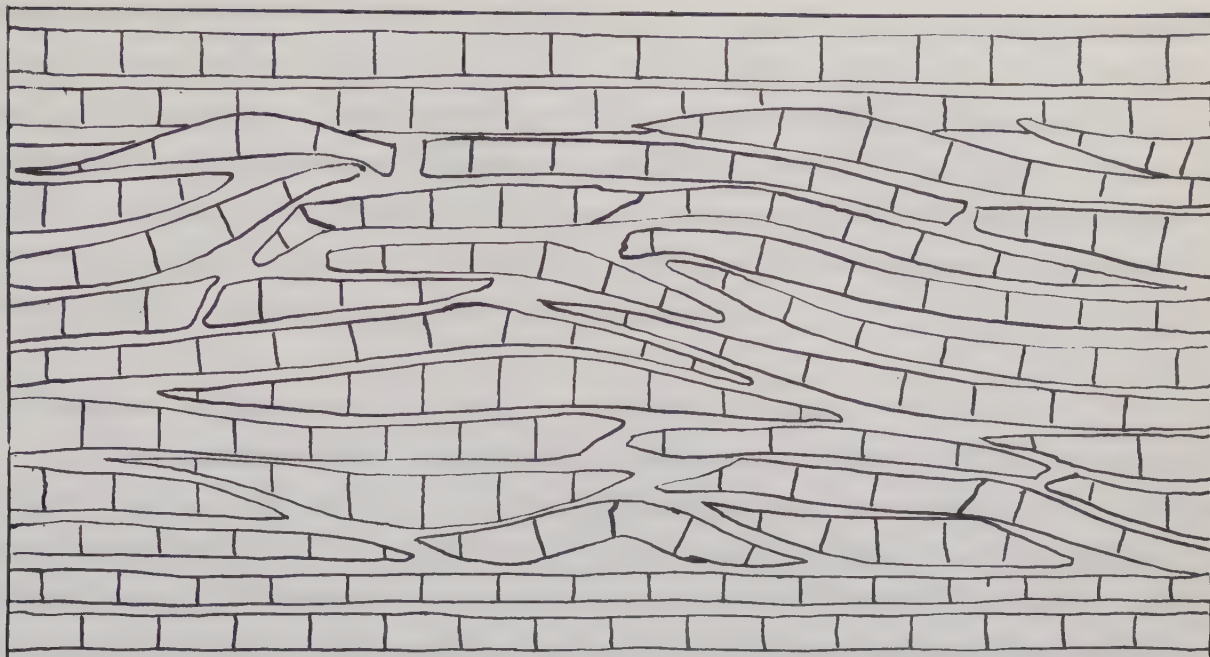


Fig. 5 : Structure boudinée complexe - (épaisseur du niveau glissé 5 m.;
épaisseur des bancs calcaires 50 cm.).

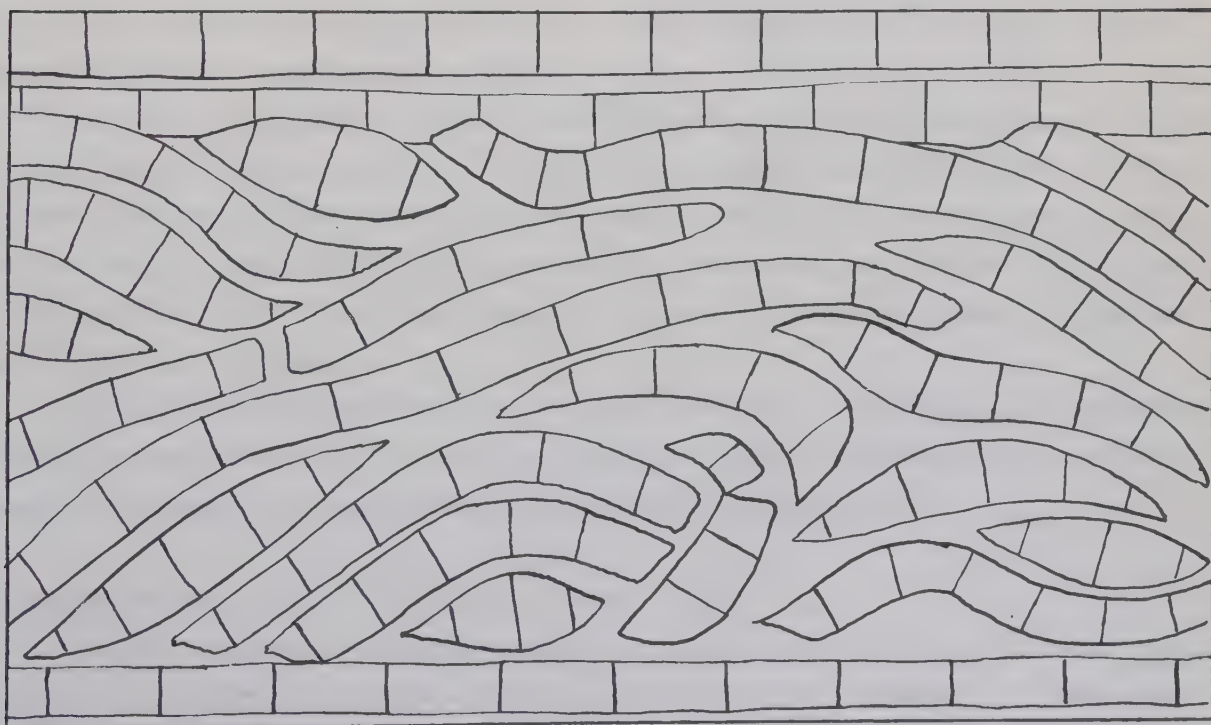


Fig. 6 : Structure amygdalaire complexe - (épaisseur du niveau glissé 5 m.;
épaisseur des bancs calcaires 60 cm.)

dimensions supérieures et, de plus, paraissent grossièrement parallèles. En général ces amygdales ne dépassent pas 3 à 4 m de longueur pour 1 m d'épaisseur. Elles se disposent de façon anarchique au sein des niveaux glissés mais leurs plus grands axes restent sensiblement parallèles. Cette figure affecte des bancs calcaires épais qui n'acceptent pas lors du glissement des déformations importantes et réagissent par des étirements suivis de rupture aux points où les efforts subis atteignent la limite de résistance.

g) Structure amygdalaire complexe. (cf. Fig. 6 page : 19).

Les niveaux glissés ne montrent qu'exceptionnellement une structure amygdalaire pure; le plus souvent, ils se présentent comme une juxtaposition d'amygdales, de fragments de bancs aux arêtes plus ou moins émoussées, de nodules et de bancs rompus et déformés. Il faut noter que les plissements intenses font défaut dans ce type de glissement. Les bancs calcaires acceptent des courbures de 90° et même plus mais il est très rare que des bancs épais se replient complètement sur eux-mêmes pour donner des plis pincés. La photographie 19 présente un de ces gros bancs déformés et fissurés par glissement sous-marin. La photographie 20 présente le stade ultime atteint lorsque le mouvement a été assez important : gros nodules fissurés plus ou moins arrondis et fragments de bancs plus ou moins individualisés, de formes variées et dont la plus grande dimension atteint facilement le mètre.

Ce type de structure affecte des horizons d'une extension moyenne de 100 à 300 m, parfois plus, sur une hauteur atteignant suivant les cas de 2 à 5 m. Les bancs calcaires mesurent 50 cm d'épaisseur au minimum et dépassent couramment le mètre. Les interlits marneux ont une épaisseur moyenne de 20 à 30 cm, et sont généralement plus épais dans ce type de structure que dans les structures boudinées complexes.

On peut parfois observer, au sein de ces niveaux glissés, des fragments de bancs calcaires de 5 à 20 cm dans leur plus grande dimension, plus ou moins arrondis et rappelant les éléments des pseudo-conglomérats.

h) Structure oblique. (cf. Fig. 7 page : 21).

Ces structures se caractérisent par la présence au sein d'un même horizon d'un certain nombre de panneaux formés sur 2 à 20 m d'épaisseur (et même parfois plus) par un empilement de bancs parallèles pouvant atteindre 25m de

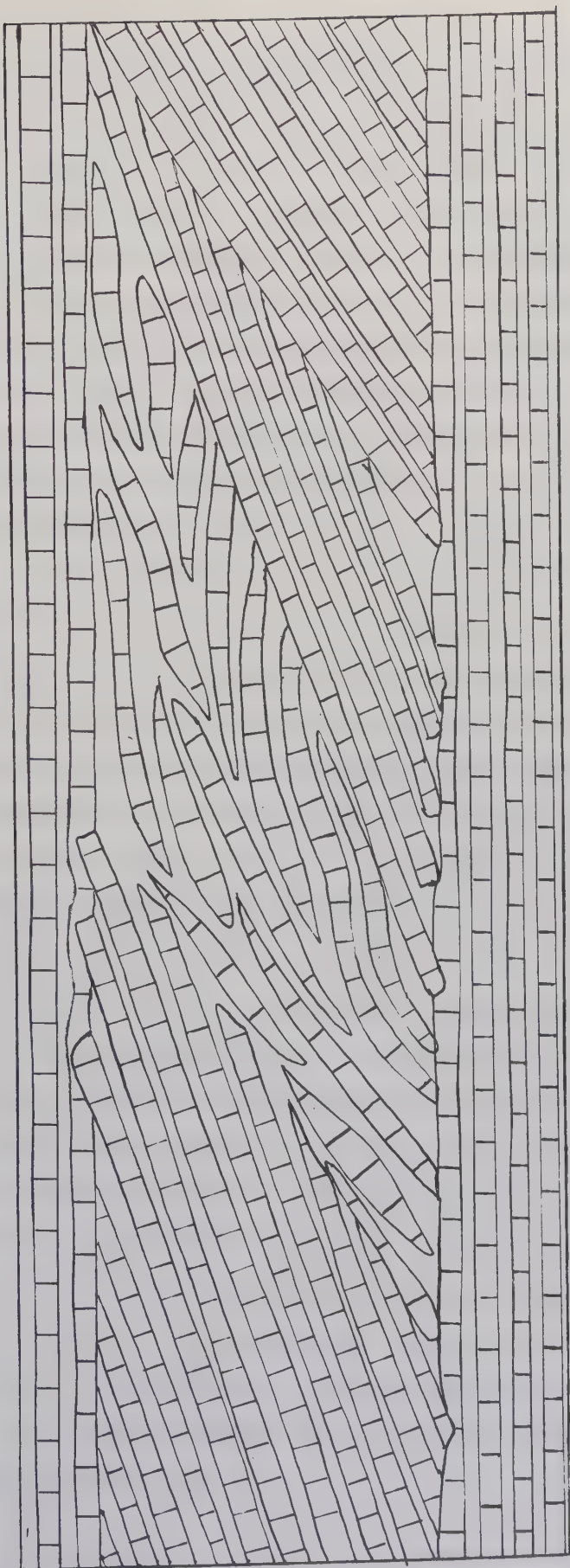


Fig. 7 : Structure boudinée complexe au sein d'une structure oblique - (épaisseur du niveau glissé : 7 m.
Epaisseur des bancs calcaires 50 cm.).

longueur. Ces panneaux représentent des pans entiers de sédiments, restés cohérents et ayant basculé, lors du glissement, d'un angle propre à chacun d'eux; les bancs y conservent leur parallélisme et restent rectilignes. Un mur et un toit à peu près parallèles encadrent le niveau glissé. Il est courant de rencontrer au sein d'un même niveau des figures de glissement à panneaux glissés voisinant avec des structures boudinées complexes (cf. Fig. 7 page : 21).

L'angle réel que forment les couches du toit et du mur avec les strates obliques correspond rarement à l'angle observé sur les affleurements; il ne se confond avec ce dernier que dans le cas excessivement rare où les lignes de plus grande pente des couches et des strates sont dans un même plan et où de plus la surface de l'affleurement est perpendiculaire à ce plan. Cet angle peut être ^{soit} évalué approximativement sur le terrain, soit calculé avec plus de précision par restitution sur une projection stéréographique à partir des mesures de direction et de pendage du toit et des strates obliques.

Lorsque l'angle réel ne dépasse pas une quarantaine de degrés, il paraît parfois difficile de savoir si cette inclinaison des bancs est due à un dépôt sur un talus local incliné (genre stratification entrecroisée) ou au redressement des bancs par un glissement postérieur à leur dépôt. Mais dans les stratifications obliques ou entrecroisées dues à l'influence de courants et de talus locaux les strates sont généralement incurvées et recoupent leur toit sous un angle fort tandis qu'elles tendent à devenir asymptotiques à leur mur. Ces caractères ne se retrouvent pas dans les structures que nous décrivons ici dont les bancs obliques restent rectilignes.

D'autre part, on observe souvent, au sein d'un même niveau, une série de panneaux juxtaposés recoupant chacun le toit sous un angle différent, alors que ce genre de structure ne se rencontre jamais dans les stratifications entrecroisées ou obliques dues à des conditions de dépôts particulières.

Pour des angles supérieurs à 40° , l'oblicité des bancs est forcément due à un glissement; en effet l'inclinaison des strates des stratifications entrecroisées n'atteint pratiquement jamais des angles aussi importants.

Lorsque les bancs des panneaux sont redressés d'un angle réel proche de la verticale, il arrive qu'ils se gauchissent et perdent leur parallélisme rigoureux comme le montre la photographie 2. La photographie 1 représente une structure oblique dont les bancs recoupent le toit sous un angle apparent de 30 à 50° très proche de l'angle réel.

Ces structures affectent des bancs calcaires épais de 40 à 80 cm. d'épaisseur avec des interlits marneux de 10 à 20 cm; on les rencontre au sein de niveaux glissés pouvant mesurer plusieurs centaines de mètres de longueur et atteignant parfois une vingtaine de mètres de hauteur.

Il faut noter que dans toutes les structures que nous venons de décrire, les interlits marneux conservent leur feuilletage originel; celui-ci, déformé par le glissement, épouse la forme des bancs calcaires. La photographie 9 et surtout la photographie 20 montrent ces déformations du feuilletage originel. Cette conservation du feuilletage originel a une grande importance du point de vue des propriétés physicochimiques des boues en mouvement. Nous verrons plus loin les conclusions qu'on peut en dégager.

Dans bon nombre de structures de glissement, il est possible de mesurer les azimuts des axes de plis. La plus grande dimension des amygdales et les intersections des couches obliques avec le toit ont toujours montré des orientations identiques à celles des axes de plis (cf. chapitre V). La direction du glissement, perpendiculaire aux directions mesurées est ainsi facilement repérée. Par contre, le sens du mouvement reste, dans la plupart des cas, indéterminé. Seule la diminution d'épaisseur du niveau glissé vers l' "amont" du glissement permet, lorsqu'elle est observable, de préciser le sens du mouvement.

B. PSEUDO-BRECHES et PSEUDO-CONGLOMERATS

Nous étudierons ici les structures de glissement ayant perdu pratiquement toute trace du litage et du feuilletage originels des sédiments qui les ont formées. Il s'agit plus particulièrement des pseudo-brèches et pseudo-conglomérats ainsi appelés pour leur ressemblance morphologique avec les brèches et les conglomérats "sensu stricto".

Un autre caractère distingue ces phénomènes de glissement de ceux précédemment étudiés : ces glissements ont un pouvoir érosif certain et on

observe couramment des traces d'érosion, particulièrement au mur des pseudo-conglomérats.

Les pseudo-brèches et pseudo-conglomérats calcaires forment des barres dont l'épaisseur reste constante sur des centaines de mètres, voire des kilomètres, et dont les extrémités se biseautent rapidement. Leur épaisseur varie de 2 à 10 mètres. On rencontre aussi des lentilles pseudo-bréchiques ou pseudo-conglomératiques de dimensions plus modestes, 1 à 2 mètres de hauteur pour une centaine de mètres de longueur et dont les extrémités s'amincissent brutalement.

Les pseudo-brèches sont formées par des éléments calcaires, de forme irrégulière, de 2 à 15 centimètres de longueur, entourés par un ciment de même nature, plus ou moins abondant et généralement plus clair. Au sein de ces pseudo-brèches sont souvent emballés des fragments de bancs de plusieurs dizaines de centimètres de longueur, et même parfois des masses importantes gardant trace du litage originel. Eléments et ciment sont constitués par une pâte fine, sublithographique ou lithographique, microcristalline. Il est possible d'observer aussi des pseudo-brèches à ciment marneux mais plus rarement.

La différence entre pseudo-brèches et pseudo-conglomérats tient au fait que chez ces derniers les éléments présentent des formes plus ou moins arrondies le ciment y est aussi, généralement, plus abondant. Les pseudo-conglomérats à éléments calcaires et ciment marneux sont fréquents.

Il est évident que tous les intermédiaires entre pseudo-brèches types et pseudo-conglomérats types peuvent se rencontrer.

Ces formations sont les plus anciennement connues dans la "fosse vocontienne". Les pseudo-brèches et pseudo-conglomérats se rencontrant essentiellement dans le Tithonique et le Berriasien inférieur, les anciens auteurs en avaient déduit qu'elles étaient des formations spéciales à ce faciès. Ils avaient tous observé que les pseudo-brèches se caractérisent par un ciment de même nature que les éléments mais généralement plus clair et que ceux-ci prennent les formes les plus diverses; mais leurs interprétations divergeraient fortement quant à la formation.

Dès 1883 (p : 23) L. Leenhardt remarque que les pseudo-brèches se biseautent rapidement à leur extrémité de "telle façon", dit-il, "qu'une barre mesurerait déjà 2,5 m d'épaisseur à 3 m de son extrémité biseautée". Ayant observé la variété des formes des éléments qui semblent présenter tous les termes de

passage des pseudo-brèches aux pseudo-conglomérats, et la ressemblance de ceux-ci avec les calcaires grumeleux décrits dans d'autres faciès, Leenhardt imagine des troubles de sédimentation pour expliquer toutes ces formations. Pour lui (1883 p: 32) la sédimentation est continue au Jurassique supérieur mais à plusieurs reprises les couches déposées sont relevées, tout en gardant leur horizontalité, par des remontées du socle et soumises alors à l'influence des courants et des marées qui remanient sur place les boues récemment déposées. W. Kilian 1889, 1896, explique la formation des pseudo-brèches par l'action de courants liés à une orogénie intense. Pour V. Paquier (1890 p : 30-31) les formes irrégulières et branchues de certains éléments excluent toute idée de remaniement mais accréditent l'hypothèse d'une formation concrétionnaire. A. Toucas pense à un remaniement mais n'en explique pas le processus (1888-1889 p : 734).

Une remarque s'impose au sujet de toutes ces opinions. Autant les auteurs s'étendent sur les descriptions paléontologiques des faunes recueillies, autant leurs propos sont ambigus et brefs sur l'origine possible des formations troubles. Il faut se livrer à une véritable exégèse des textes pour essayer de traduire leur pensée; encore ne sommes-nous pas sûrs de ne pas l'avoir parfois trahie.

Le grand problème à l'époque est celui du mélange des faunes que les auteurs croient observer au sein de ces formations. Pour certains (Gillieron) ce mélange est dû à des remaniements de sédiments tithoniques au sein du Berriasien; pour d'autres (L. Leenhardt, W. Kilian, A. Toucas) il est originel.-Nous verrons au cours de cette étude que le processus de formation des pseudo-brèches et pseudo-conglomérats exclut des remaniements tels que ceux imaginés par Gillieron,- le mélange de faune est donc bien originel.

Il faut attendre J. Goguel (1944- p : 499) pour trouver un essai cohérent d'explication du processus. Il suppose que des "tsunamis" violents agitent le fond de la fosse, remettent en suspension les couches les plus récentes dont une partie seulement est délayée en une boue fluide et dont l'autre reste en suspension sous forme de grumeaux solides. Mais il admet que la formation des pseudo-conglomérats à ciment marneux a nécessité un certain transport. En 1953 (p : 37-40) J. Goguel précise son hypothèse; s'il admet toujours l'importance des séismes dans la formation des pseudo-brèches tithoniques, il imagine volontiers, pour les pseudo-conglomérats berriasien à ciment plus marneux, une origine identique à celle des glissements de couches contournées. Ils sont

le résultat d'un glissement dont le déplacement a été assez important pour amener un morcellement extrême des bancs et émousser et arrondir les éléments ainsi formés. J. Remane 1960, ayant étudié les barres tithoniques de la région de Luc-en-Diois se base sur la présence d'oolithes et de débris d'organismes néritiques dans le ciment des pseudo-brèches pour affirmer qu'elles sont le résultat de coulées boueuses originaires d'une plateforme littorale éloignée de 15 à 20 Km vers le nord. Ces coulées auraient ensuite érodé, puis transporté sous forme de grumeaux, une certaine quantité de sédiments pélagiques fins. Nous verrons au cours de cette étude un certain nombre d'observations qui contredisent cette hypothèse.

Nous étudierons dans ce chapitre les conditions de formation des pseudo-brèches et pseudo-conglomérats en nous appuyant sur quelques exemples significatifs.

a) exemple de structure pseudo-bréchique à ciment calcaire rare.

La photographie 4 donne une vue d'ensemble d'une pseudo-brèche calcaire d'âge probable Berriasien inférieur, située sur la rive droite du ruisseau d'Aiguebelle, au nord de Saillans (Coordonnées Lambert x : 826,700 - y : 272,500) Cette pseudo-brèche, épaisse de 4 m environ, se termine brutalement en coin sur sa droite, passant latéralement à des bancs de 10 cm d'épaisseur, inclinés par rapport à la stratification générale; ceux-ci butent dans la lentille ou se prolongent en-dessous; ils sont ensuite recoupés par les couches surmontant la lentille. Vers la gauche, l'affleurement disparaît sous la végétation et les éboulis. A la base de la pseudo-brèche, il n'existe pas de surface de glissement. Les premiers bancs du mur se présentent soit en bancs lités, soit, par endroits, en masses pseudo-bréchiques n'offrant aucune solution de continuité avec la lentille; celle-ci est formée d'éléments de taille variable, quelques centimètres en moyenne, intriqués les uns dans les autres et liés par un ciment rare, réduit en général à un joint recristallisé de quelques millimètres d'épaisseur. Au sein de la lentille s'observent des fragments de bancs, voire des panneaux de plusieurs bancs cohérents ayant conservé leur litage originel. Ils sont légèrement discordants par rapport au toit et au mur de la lentille et généralement ondulés.

La conservation, au sein de la pseudo-brèche d'ensembles de bancs lités apparemment peu déplacés permet de penser que les sédiments n'ont pas subi de

mouvements importants. L'absence d'une surface de glissement tranchée et les changements latéraux de faciès des premiers bancs du mur impliquent aussi l'improbabilité d'un glissement caractérisé.

Les bancs inclinés à la droite de la lentille indiquent une pente originelle forte due soit à un dépôt des bancs sur une sorte de talus local, soit à des mouvements du socle postérieurs à leur dépôt mais antérieurs à la formation de la pseudo-brèche. Sur cette pente un léger glissement affecte les bancs supérieurs (courbure des bancs intacts conservés dans la pseudo-brèche) qui n'acceptent que des déformations extrêmement limitées et se "fracturent" dans leur grande majorité. Les bancs inférieurs restent plus stables (passage latéral fréquent, au mur de la lentille, du faciès lité au faciès pseudo-bréchrrique), mais se fissurent. L'ébranlement cause donc dans la masse sédimentaire des ruptures extrêmement nombreuses conduisant à un véritable morcellement. Il y a ensuite cimentation des différents fragments par des joints à texture cristalline.

Les sédiments se sont donc comportés comme un solide cassant, à plasticité extrêmement limitée pour les bancs supérieurs et nulle pour les bancs inférieurs. Il y a eu rupture d'équilibre sur une pente sous l'influence de la gravité ou d'un ébranlement séismique et retour rapide à la stabilité après un déplacement extrêmement faible et un morcellement de la masse sédimentaire. Les éléments n'ont donc pas eu la possibilité de s'émousser en se heurtant les uns les autres, au cours du transport, ce qui explique leur aspect anguleux. Il semble que, vers la gauche, la pseudo-brèche se poursuive par un niveau où la stratification originelle est de plus en plus apparente et passe même à des bancs lités. Cette observation (sujette à caution à cause de la mauvaise qualité de l'affleurement) confirmerait notre explication de la formation de cette pseudo-brèche par l'ébranlement, sur un talus local, d'une certaine masse sédimentaire, dont le mouvement s'amortit très vite.

b) exemple de structure pseudo-bréchrrique à ciment calcaire abondant.

La photographie 6 représente l'unique structure de glissement à plis souples observée dans les faciès calcaires du Tithonique-Berriasien inférieur. Cette structure, formée de bancs calcaires de 30 cm d'épaisseur à faciès sublithographique régulier, est située au sein de la dernière barre calcaire dans l'"Etroit d'Establet", à gauche de la D. 61 avant d'arriver à la Charce. Cette barre, d'âge probable Berriasien inférieur, à faciès pseudo-bréchrrique massif,

épaisse de 7 à 8 m au niveau de la cluse, s'amincit assez rapidement jusqu'à ne plus mesurer que 2 à 3 m à 300 m de la route; elle est constituée d'éléments calcaires bien individualisés, aux arêtes parfois émoussées, de quelques centimètres (3 à 10) dans leur plus grande dimension, entourés d'un ciment de même nature de couleur plus claire. Il existe aussi au sein de la pseudo-brèche des blocs plus importants (un à trois décimètres) qui portent encore des traces du litage originel. Enfin, il est possible de distinguer sur l'affleurement des bancs et même des panneaux constitués de plusieurs bancs cohérents, emballés dans la pseudo-brèche. La photographie 7 montre le contact entre les couches contournées à grain fin de la structure plissée et la pseudo-brèche. La photographie 8 donne une idée de l'aspect "macro-grenu" de cette dernière.

Chacun des éléments pris individuellement présente le même faciès lithographique régulier que les bancs du "slumping". En lame mince, il est possible d'observer dans le ciment de la pseudo-brèche une sorte de pseudo-micro-conglomérat à éléments arrondis, de l'ordre du millimètre, dont le contour est souvent souligné d'une ligne fine de calcite ou d'oxydes de fer. La présence de cette solution de continuité réfute l'hypothèse d'une origine concrétionnaire pour ces formations.

L'explication suivante paraît plausible et ne contredit aucune des observations.

A l'origine, il y aurait eu dépôt sur une pente, de bancs calcaires lités de 10 à 30 cm d'épaisseur, peut être plus pour certains. A la suite d'une accentuation de la pente, de l'ébranlement dû à un séisme local ou tout simplement de l'augmentation continue de la charge du sédiment, l'équilibre d'un certain nombre de bancs se rompt et un glissement se déclenche. La nature presque purement calcaire des boues limite extrêmement la plasticité des couches. Après un stade extrêmement court de déformations plastiques les bancs se morcellent. Une partie du sédiment se remet en suspension formant une pâte emballant des éléments de taille extrêmement variable. Cette pâte descend le long de la pente, la proportion de sédiment délayé augmentant avec le trajet. La conservation de panneaux formés de plusieurs bancs et les formes encore anguleuses et irrégulières des éléments indiquent que, dans le cas étudié ici, les phénomènes d'usure et d'émiettement par frottement des éléments n'ont pas été importants. Lorsque la pente décroît, les sédiments cessent de glisser et s'accumulent.

La couleur plus claire du ciment s'explique facilement et cette explication est valable pour tous les pseudo-conglomérats et pseudo-brèches à ciment calcaire (sauf pour celles qui contiendraient des oxydes colorés). Au cours de la sédimentation une certaine quantité de matière organique (faible au Berriasien, plus importante au Tithonique) se dépose aussi. Pendant le glissement, la fraction de vase "délayée" subit un certain "brassage". Il se produit un renouvellement (plus ou moins important suivant l'ampleur du déplacement) de l'eau des vases par une eau plus riche en oxygène que les eaux d'imbibition de la vase originelle. La matière organique est en partie détruite, la couleur de la boue s'éclaircit. Par contre, la pâte des éléments restés cohérents, dont l'eau d'imbibition n'a pas été renouvelée, garde sa couleur originelle.

Quant à la structure à plis souples emballée dans la pseudo-brèche, sa conservation est due à des circonstances exceptionnelles. Les couches de la partie "aval" de la pente sous-marine devaient subir un glissement lent quand les boues pseudo-bréchiques ayant pris naissance en "amont" les ont recouvertes et ont permis leur conservation à un stade précis de leur évolution. Nous voyons donc bien qu'il existe un lien étroit entre structures de glissement proprement dites et pseudo-brèches, ces dernières étant le résultat du glissement de vases qui n'acceptent pas (sauf cas exceptionnel) de déformations plastiques.

Le fait que les pseudo-micro-conglomérats accompagnent les pseudo-brèches indique un lien avec celles-ci. Ils sont dus à un émiettement en grumeaux de petite taille d'une faible partie du sédiment, lors du glissement.

Etant donné la difficulté de chiffrer la durée de tels phénomènes de glissement, nous nous contenterons de dire qu'ils se sont produits dans un laps de temps très court.

c) exemple de structure pseudo-bréchique à éléments fortement émoussés et parfois presque arrondis.

Le troisième exemple, reproduit par la photographie 5, est situé au nord de Sainte-Croix sur la gauche de la D. 129 avant le croisement avec la route de Vachères (Coordonnées Lambert : x : 831,950 - y : 280,850). Une lentille calcaire du Tithonique à faciès pseudo-conglomératique et pseudo-bréchique de 1,20 m d'épaisseur et d'une soixantaine de mètres de longueur passe latéralement, sur la gauche, à un banc calcaire fin de 25 cm. - La lentille atteint

très vite son épaisseur maxima et, ce faisant, érode son mur sur 60 cm de hauteur environ. Ensuite elle repose en concordance apparente sur le banc inférieur au banc érodé. L'autre extrémité de la lentille se biseaute rapidement. Le toit est formé de bancs lités, à texture sub-lithographique, incurvés au-dessus de la lentille. La pseudo-brèche se caractérise par un ciment calcaire abondant et des éléments de 3 à 10 cm dans leur plus grande dimension, aux bords souvent arrondis, (on pourrait presque parler de pseudo-conglomérat). L'aspect micro-conglomératique se rencontre aussi, abondant, dans le ciment.

J. Goguel décrit cette pseudo-brèche en 1944 p : 498. Le biseautage rapide des lentilles n'est pas un phénomène aussi rare qu'il le pense. Paquier, dès 1883, déclare l'avoir observé souvent. Mais il est évident que l'extension horizontale souvent considérable d'un grand nombre de lentilles ne facilite pas la découverte de leur extrémité. Dans son article, J. Goguel donne un schéma (d'ailleurs présenté à l'envers par l'éditeur) et une explication de la structure. Mais une de ses observations nous paraît incomplète. La base de la pseudo-brèche apparaît en concordance sur son mur mais il ne faut pas oublier que le banc normalement superposé à celui-ci a été totalement érodé sauf à l'extrémité de la lentille, où il réapparaît se biseautant rapidement sur elle. Ce fait paraît important pour l'interprétation générale du phénomène. Pour Goguel, en effet, la pseudo-brèche et le banc de calcaire fin qui la continue ont été déposés en même temps sur un mur horizontal. Mais les boues fines ont subi une diminution importante d'épaisseur due à la compaction, alors que le pseudo-conglomérat formé en majorité d'éléments déjà consolidés subissait une réduction d'épaisseur moindre. Ces différences de compaction ont conduit à une déformation des bancs du toit.

L'explication proposée ici sera différente. Le banc poursuivant la lentille s'est déposé normalement, de façon continue. Puis une coulée de boues calcaires très chargées en éléments compactés érode sur son passage ce banc ainsi que le banc inférieur. L'érosion s'arrête sur le mur actuel de la pseudo-brèche, à peine entamé, et déjà suffisamment consolidé pour pouvoir lui résister. Il est plausible de penser que ce rôle d'agent d'érosion a surtout été joué par le front de la coulée. Puis l'écoulement continue au même endroit, mais la vitesse ou la charge s'abaissant, le courant perd son pouvoir érosif. La fin de l'écoulement se caractérise par une vitesse moins grande que celle du front, et qui permet le dépôt dans la zone déjà érodée. (La photographie représente une

coupe transversale du chenal).

Il n'existe pas de solution de continuité apparente entre le banc calcaire et la pseudo-brèche qui paraît le prolonger, celui-là étant certainement formé d'une vase encore assez pâteuse pour que s'efface la discontinuité. Le banc inférieur, plus compact, n'a pas permis une telle disparition et la discontinuité reste visible.

La voussure du toit au-dessus de la lentille serait due au processus de compaction évoqué par Goguel. Le dernier banc déposé avant la formation de la lentille (et qui, sur l'affleurement, paraît la prolonger) aurait subi, lors de la compaction, une réduction d'épaisseur plus importante que la pseudo-brèche, formée en majorité d'éléments déjà durcis. Les bancs lités du toit s'affaîsseraient donc de chaque côté de la lentille et en souligneraient la forme.

Bien que la vitesse d' "écoulement des boues" génératrices de cette pseudo-brèche soit certainement supérieure à celle de l'exemple précédent (b), on ne peut encore parler d'un véritable écoulement. La consistance très pâteuse de la vase exclut des vitesses de l'ordre de celles des courants de turbidité mais il nous est très difficile de proposer une valeur quantitative.

d) exemple de pseudo-conglomérat à ciment marneux.

Le quatrième exemple, (photographie 11) est situé sur la départementale 140, avant Aucelon en venant de l'ouest (Coordonnées Lambert x : 837,200 - y : 262,250). Stratigraphiquement, il est situé à la fin du Berriasien calcaire au moment où se manifeste un retour, d'abord timide, des apports argileux. C'est un pseudo-conglomérat à éléments plus ou moins arrondis, de 4 à 10 cm de diamètre, et à ciment par place, soit purement calcaire, soit calcaréo-argileux. Au sein de ce pseudo-conglomérat se disposent de façon anarchique des fragments de bancs calcaires dont la taille varie du décimètre au mètre. L'originalité de l'exemple décrit ici provient de ce qu'il montre son extrémité biseautée. (Le long de la départementale 140 il est possible d'ailleurs d'observer d'autres extrémités de lentilles pseudo-conglomératiques). Le pseudo-conglomérat atteint en quelques mètres son épaisseur maximale, soit 2,5 m. ^{environ} Toit et mur deviennent alors parallèles. Le plan de l'affleurement de la lentille est à peu près perpendiculaire à la direction de l' "écoulement" (nous fournirons plus loin les raisons de cette affirmation). Le mur est légèrement raviné par endroits (dans certains cas le ravinement est bien supérieur). Toit et mur ne sont

plus parallèles à l'extrémité de la lentille; le premier est convexe alors que le second est à peu près rectiligne (légèrement convexe).

L'explication de ces faits découle toujours des phénomènes de glissement. Sur une pente, une certaine masse de sédiments, composée d'une alternance de vases calcaires et de miences interlits de vases argilo-calcaires se met en mouvement. Au début les boues calcaires acceptent quelques déformations plastiques mais le déplacement devenant trop important les bancs calcaires se morcellent tandis que les vases argilo-calcaires, ainsi qu'une faible partie des vases calcaires perdent leur cohésion. Le glissement se transforme en "écoulement" d'un liquide pâteux au sein duquel les éléments s'arrondissent en s'entrechoquant. A partir d'une certaine vitesse pour une charge donnée, l'action érosive commence. Lorsque la pente faiblit, la vitesse diminue, l'action érosive cesse. Quand le ralentissement est suffisant, les boues se déposent.

Ces "écoulements", générateurs de pseudo-conglomérats, permettent le déplacement de matériaux de forte taille. Il est possible de distinguer une zone de démarrage (non observée), une zone d'action érosive, une zone où l'écoulement n'a qu'une action de transport, enfin une zone de dépôt. L'action érosive est d'ailleurs facultative et la plupart des pseudo-conglomérats n'ont pas érodé leur mur, du moins à l'endroit du dépôt. Leur peu d'extension horizontale (plusieurs centaines de mètres), le biseautage rapide de leurs extrémités, la non homogénéisation du ciment (ciment calcaire ou marneux suivant les endroits au sein d'un même conglomérat), l'absence à peu près générale de granulo-classement (celui-ci étant parfois ébauché), la présence de morceaux de bancs disposés de façon anarchique et non rassemblés à la base de la coulée, indiquent l'"écoulement" d'une masse dont les propriétés ^{physico}/chimiques n'ont guère de rapport avec celles des courants de turbidité. C'est l'écoulement d'une pâte visqueuse et non d'un liquide.

Ces considérations permettent d'élucider le problème du comportement des boues lors du dépôt. Nous nous appuierons lors de notre démonstration sur les deux derniers exemples étudiés (en c et d).

- Dans l'exemple " c " , la lentille s'est déposée dans un chenal d'érosion; sa forme lui a donc été imposée par la surface du fond.

- Dans l'exemple " d " , la lentille pseudo-conglomératique repose sur un mur à peu près rectiligne et est recouverte par un toit de forme convexe discordant

par rapport au mur.

Le dépôt s'est donc effectué sur un replat ou un simple adoucissement de la pente, le mur étant à peu près rectiligne; le biseautage rapide n'est plus une forme imposée par la surface sous-marine mais la forme prise naturellement sur ses extrémités latérales par le courant de boue. Les observations énoncées auparavant permettent de concevoir la formation d'un pseudo-conglomérat comme le résultat du dépôt d'un courant de "boue" pâteuse dont les extrémités latérales se biseautent brutalement : la fluidité insuffisante de cette boue ne permet pas son étalement. (Le cas du comblement de chenaux d'érosion est beaucoup plus rare).

Il faut donc remarquer que les plans de coupe permettant d'observer des horizons pseudo-conglomératiques d'épaisseur constante, aux extrémités brutalement biseautées, sont perpendiculaires à la direction de l'"écoulement" des boues; le biseautage est une propriété des flancs des écoulements boueux. Par contre, lorsque l'affleurement se présente comme une coupe parallèle au mouvement originel, on remarque un épaississement notable vers l'"aval" du glissement et un amincissement progressif vers l'"amont" .

Quant aux niveaux pseudo-microconglomératiques, ils sont visibles sur toute l'étendue du terrain; ils accompagnent les pseudo-conglomérats ou se présentent en barres homogènes. Leur présence au sein de pseudo-conglomérats s'explique par un émiettement suffisant d'une petite quantité du sédiment au cours du déplacement. Il est même courant d'observer des pseudo-conglomérats dont le ciment calcaire est lui-même, en grande partie, micro-conglomératique.

Un affleurement (Coordonnées Lambert x : 832,300 - y : 279,700) situé sur la gauche de la route de Sainte-Croix à Saint-Andéol, avant les gorges de la Sure (200 m avant le tunnel routier), permet d'observer des bancs de calcaires graveleux au sein du Berriasien supérieur pélagique. L'étude d'un banc calcaire de 1 m d'épaisseur permet de reconnaître à la base de ce banc un faciès graveleux passant insensiblement vers le haut à un faciès pseudo-micro-conglomératique franc. L'étude microscopique permet de constater la présence à la base du banc d'éléments néritiques abondants (oolithes, débris d'organismes) qui disparaissent vers le haut; on n'observe plus alors, dans la partie supérieure du banc, que des éléments pseudo-micro-conglomératiques (1 à 2 mm) de calcaire fin pélagique noyés dans un ciment calcaire abondant (photographie 25). Ce banc est le résultat du

dépôt d'une coulée boueuse du même genre que celles décrites par J. Flandrin^{alt.} (1964). L'importance du transport est attestée par la présence de sédiments néritiques allochtones et la fluidité de la boue par une sorte de granulo-classement qui a rassemblé débris coquillers et oolithes à la base et les grumeaux de vases calcaires plus légers à la partie supérieure.

Il est certain que les courants de boue à l'origine de tels bancs graveleux se caractérisaient par une fluidité bien supérieure à celle des "écoulements" générateurs de pseudo-conglomérats. Ils seraient du type des courants de turbidité.

On peut donc affirmer que les niveaux pseudo-microconglomératiques homogènes observés dans toute la fosse vocontienne sont le résultat de coulées boueuses fluides bien différentes des "coulées" génératrices de pseudo-conglomérats.

En conclusion, les niveaux pseudo-bréchiques sont des niveaux formés presque en place ou après un déplacement limité. Les pseudo-conglomérats nécessitent un déplacement plus important et sont nettement allochtones par rapport aux sédiments encaissants. La formation de bancs entièrement pseudo-microconglomératiques résulte d'un transport important impliquant la remise en suspension d'une grande partie des vases, et une fluidité comparable à celle des courants de turbidité.

Ces conclusions ne sont pas différentes dans leur esprit de celles énoncées par J. Goguel en ce sens que nous ne pensons pas que ces formations, excepté les pseudo-microconglomérats, résultent d'un transport important. Par contre, si l'influence de tremblements de terre peut avoir une certaine importance pour le déclenchement du glissement sur une pente, nous ne croyons pas que l'énergie qu'ils dissipent suffise, sans le rôle d'une pente, à remettre en suspension des vases sous forme de grumeaux, pour former des pseudo-brèches. Si l'hypothèse de J. Goguel était exacte, elle impliquerait l'existence de séismes dissipant des énergies énormes et exerçant leur action sur des étendues considérables. Or, le fait que bon nombre de niveaux pseudo-bréchiques aient une extension relativement réduite, qu'ils érodent parfois leur mur, qu'ils soient liés occasionnellement avec des structures de glissement caractérisées et montrent, suivant l'orientation de la coupe par rapport à l'écoulement des biseautages rapides de leurs extrémités ou des variations régulières d'épaisseur, infirme cette hypothèse.

Nous pensons que l'explication donnée par J. Goguel de la formation des pseudo-conglomérats à ciment marneux peut très bien s'appliquer à celle des pseudo-brèches (à ciment calcaire ou marneux), une différence de déplacement expliquant suffisamment les différences de forme.

- J. Remane déclare avoir constaté la présence d'oolithes et de débris d'organismes néritiques dans le ciment des pseudo-brèches et leur absence dans les éléments. Il conclut alors à l'origine littorale de "coulées boueuses" érodant ensuite et transportant des sédiments pélagiques. Nous sommes ~~complètement~~ opposés à cette conclusion (sauf pour certains pseudo-micro-conglomérats liés à des faciès graveleux dans le nord du terrain) pour les raisons déjà indiquées dans ce chapitre et parce que, contrairement à J. Remane, nous avons toujours observé une égale répartition des oolithes et des débris d'organismes dans le ciment et dans les éléments des pseudo-brèches. C. Alliot, J. Flandrin, M. Moullade déclarent à ce sujet (1964 p : 163) : "Le faible pourcentage et la dissémination des éléments benthiques emballés dans la masse des sédiments pélagiques qui constituent l'essentiel des pseudo-brèches et des "slumpings" ne permet pas de conclure, comme le fait J. Remane, à une origine littorale des "coulées boueuses" ayant provoqué la formation de ces figures sédimentaires ... A notre avis, les éléments benthiques ont dû être entraînés dans la zone de sédimentation pélagique par des courants normaux ... Par la suite, les vases pélagiques ainsi contaminées (dont on connaît d'ailleurs des exemples en dehors des pseudo-brèches et des figures de "slumping") ont pu ou non être soumises à des glissements sans que les deux phénomènes soient liés génétiquement."

- Au cours de notre étude, nous avons remarqué une évolution des différentes structures de glissement en fonction du déplacement.

Quand le déplacement augmente, la structure plissée simple passe à une structure plissée complexe, puis à une structure plissée et laminée, cette dernière à une pseudo-brèche et enfin à un pseudo-conglomérat.

La structure boudinée complexe est due à un rajustement des bancs les uns sur les autres au cours du glissement. La faiblesse des interlits marneux et l'épaisseur des bancs calcaires interdisent des déformations souples de grande amplitude. Lorsque le déplacement devient trop important, les étirements et les ruptures se multiplient, jusqu'à l'obtention de la structure pseudo-bréchique;

les éléments s'arrondissent ensuite en "s'entrechoquant" au cours du déplacement. L'évolution en fonction du déplacement est identique pour la structure oblique.

L'importance des interdits marneux dans la structure amygdalaire complexe permet des déformations plastiques de plus grande amplitude avant les limites de rupture.

Quant à la structure boudinée simple, due uniquement à des forces de tension, son évolution n'a pu être observée. Il semble plausible de penser qu'après un certain stade d'étirements et de ruptures, les sédiments se mettent à glisser sous l'influence de la gravité et subissent des forces de compression. Il s'agit alors du processus évoqué à propos des structures plissées, mais les bancs sont déjà fortement morcelés.

Dans un certain nombre de cas favorables, il est possible d'évaluer approximativement le déplacement des glissements à partir des relations latérales entre la partie amont du niveau glissé et les couches restées stables.

Nous avons remarqué que les sédiments purement calcaires du Tithonique passaient à peu près directement au stade pseudo-bréchique. Certaines structures amygdalaires complexes et boudinées complexes permettent l'observation d'éléments pseudo-bréchiques qui apparaissent après un déplacement assez faible.

Ainsi le stade pseudo-bréchique (déformations cassantes des bancs) est atteint après un déplacement d'autant plus limité que les bancs calcaires sont plus épais et les interlits marneux plus minces (ceux-ci étant même absents au Tithonique).

Le type de structure est donc sous la dépendance de l'épaisseur des "bancs" calcaires et des interlits calcaréo-argileux des vases originelles, chacun des types fondamentaux ("structure plissée", "structure amygdalaire complexe", "structure boudinée complexe", structure oblique) aboutissant après un déplacement plus ou moins long, au stade ultime pseudo-conglomératique. Les différences d'inclinaison des fonds sous-marins, générateurs des glissements ont certainement eu une influence, mais celle-ci reste difficile à apprécier. Quant aux variations de la composition chimique des sédiments nous en ferons une étude systématique au Chapitre III.

c) Description de "convolute laminations".

Bien que l'étude de ces "micro-slumpings" n'entre pas dans le cadre de

ce travail, nous avons cru bon de signaler la présence de "laminations siliceuses" dans certains bancs de l'Hauterivien inférieur et moyen; elles paraissent d'un intérêt certain pour une étude de la formation des silex. Elles sont notablement visibles dans des bancs calcaires de l'Hauterivien inférieur, épais de 30 cm environ, à patine rousse et cassure gris-bleu cristalline, situés sur la gauche de la D 28 en venant de la Haute-Beaume, après Montbrand au lieu dit le Forest de Bayles (Coordonnées Lambert : x : 866,050 - y : 263,050) - (L'affleurement des bancs étant en partie masqué par des éboulis marneux, les observations ont été effectuées sur des blocs éboulés peu déplacés). Il faut noter aussi la présence de lits siliceux épais de plusieurs centimètres à contact franc avec le calcaire encaissant. Les laminations épaisses d'un millimètre environ sont rectilignes ou ondulées mais restent toujours parallèles les unes aux autres. A l'oeil nu, chaque lamination apparaît discontinue mais les tronçons restent alignés dans le prolongement les uns des autres, (photographie : 17) - Cette constatation est vérifiée par l'étude en lames minces; de plus, les laminations, formées de cristaux de calcédoine, présentent avec la calcite un contact dont l'aspect diffus et irrégulier est encore accentué par la présence d'inclusions siliceuses épar- ses dans la masse (photographie : 26). Ces observations indiqueraient une origine syngénétique pour les lits siliceux rectilignes (à contact franc avec les calcaires encaissants) et diagénétique pour les laminations (contact diffus). Ces dernières sont donc dues à une diagénèse, c'est-à-dire à un remplacement molécule à molécule d'une partie de la boue originelle. Il existait certainement dans la boue calcaire des laminations dont la nature originelle reste d'ailleurs inconnue, pour permettre le rassemblement de la silice suivant des lignes préfé- rentielles. Il n'est pas possible (à moins d'admettre une origine syngénétique que l'aspect diffus du contact avec le calcaire rend improbable) de réfuter l'existence de ces lignes, car il serait incompréhensible alors que la silice se rassemble en feuillets au sein d'une boue entièrement homogène. Quant aux plis- sotements des laminations, leur présence s'expliquerait par des glissements donnant des "micro-slumpings". Le problème est de savoir si le glissement a affecté les laminations originelles de nature inconnue et silicifiées par la suite ou les laminations déjà silicifiées par suite d'une diagénèse précoce; nous n'avons pas voulu trancher la question, notre étude ayant été trop sommaire. Un travail minutieux aboutirait certainement à des conclusions intéressantes dans le problème des silicifications et dans celui des laminations.

III - ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES DE LA SERIE ETUDIEE

Lors d'une étude de terrain, il n'apparaît aucune différence, tant dans leur nature pétrographique que dans leur texture, entre les roches formant les niveaux glissés et les couches encaissantes au toit et au mur. Il semble donc que dans une série "homogène" la présence de niveaux glissés ne soit liée à aucune variation subite de la nature pétrographique des couches. Nous avons effectué des analyses chimiques qui ont confirmé cette opinion; les résultats en sont donnés ici, sous forme de tableaux.

A. NATURE ET POURCENTAGE DES CONSTITUANTS.

Les roches de la série sont formées essentiellement de carbonate de calcium, d'argiles et de quartz. Les tableaux donnés ci-après présentent uniquement la teneur en carbonate de calcium, les apports terrigènes solides (quartz et argiles) constituant le complément. L'étude microscopique révèle une absence quasi totale de quartz grossier, un fort grossissement mettant seul en évidence la présence de quartz fin rare. De plus, il est fréquent d'observer sur les diagrammes aux rayons X des argiles, des pics correspondant au quartz; bien qu'il soit impossible, dans les conditions de l'expérimentation, d'obtenir des données quantitatives sur les proportions de quartz, les courbes indiquent la présence d'éléments de quartz fin de même taille que la fraction argileuse étudiée, c'est-à-dire inférieure à 4 microns. La teneur en quartz des roches n'a pu être mesurée car elle nécessitait des opérations lentes (pour des résultats précis) pour l'attaque et l'élimination des argiles dans la fraction détritique, la finesse des éléments quartziques excluant une séparation mécanique par tamisage. En recoupant les observations microscopiques et les études de diagrammes aux rayons X il paraît valable d'estimer, de façon approximative, que la teneur en quartz de la roche représente en moyenne 10 % de la fraction argileuse, ce qui donne un pourcentage absolu très faible.

Il était nécessaire que les résultats de la calcimétrie fussent aussi précis que possible pour déceler des variations, même faibles, si elles se présentaient de façon symptomatique. Nous avons donc négligé le calcimètre

Bernard trop imprécis, ainsi que le photomètre à flamme, (l'appareil à notre disposition étant sujet à des irrégularités aussi fâcheuses qu'imprévisibles) pour utiliser la méthode simple et précise mais longue de la pesée des résidus. L'échantillon a été broyé, desséché, puis nous avons pesé 10 g - Après attaque pendant 24 heures à l'acide chlorhydrique dilué, le chlorure de calcium a été éliminé par centrifugation et additions d'eau distillée successives. Le résidu a été ensuite desséché, puis pesé et étudié à la binoculaire mais la finesse des quartz, souvent enrobés d'argiles, ne nous a pas permis une étude quantitative précise, d'où l'approximation donnée plus haut.

La méthode ainsi utilisée permet d'obtenir, pensons-nous, des résultats précis.

Une croix à côté du numéro de l'échantillon marque les prélèvements effectués dans les niveaux glissés.

Teneur en CO_3Ca de quelques échantillons prélevés dans le périmètre
de la feuille au 1/50.000° D I E

Numéro de l'échantillon	Situation stratigraphique	Indications sur le prélèvement	Teneur CO_3Ca en %
7 +	Séquanien inférieur	Calcaire prélevé dans une structure "boudinée complexe"	93,3
11	Séquanien inférieur	Calcaire prélevé au mur du niveau glissé précédent	94,6
5 +	Tithonique	Calcaire prélevé dans une pseudo-brèche	98,2
6	Tithonique	Calcaire prélevé au mur de la pseudo-brèche précédente	97,3
17	Bérriasien inférieur	Calcaire lité	90,3
16 +	Berriasien inférieur	Calcaire prélevé dans une pseudo-brèche au-dessus de 17	91
12 +	Berriasien supérieur	Marnes prélevées dans un niveau glissé	73,5
14 +	Berriasien supérieur	Calcaire prélevé dans le même niveau glissé	93,4
1 +	Berriasien supérieur	Calcaire prélevé dans une amygdale d'un niveau glissé	91,7
2 +	Berriasien supérieur	Calcaire prélevé dans une autre amygdale du même niveau	88,8
0 +	Berriasien supérieur	Echantillon de marnes dans ce niveau	72,1
4	Berriasien supérieur	Echantillon de marnes au mur de ce niveau	71,9
3	Berriasien supérieur	Echantillon de calcaire au mur de ce niveau	91,7

Le tableau suivant présente les résultats de l'analyse d'échantillons prélevés sur une coupe complète du Crétacé inférieur, celle de Montclus, sur la N 94 (feuille au 1/50.000° SERRES).

Numéro de l'échantillon	Situation stratigraphique	Indications sur le prélèvement	Teneur CO ₂ Ca en %
29 a	Berriasien supérieur	Calcaire lité de 30 cm d'épaisseur	92,8
29 b	"	" " "	92,4
29 c	"	" " "	91,8
29 d	"	Calcaire prélevé au niveau du petit pont avant Montclus	90,8
30	"	Marnes prises au même niveau	71,3
31 a	Valanginien inférieur	Calcaire	87,8
31 b	Valang.inf.	"	88,6
31 c	Valanginien moyen	"	89,1
31 d	Valanginien supérieur	"	89,5
32	Valanginien inférieur	Calcaire feuilleté	75,5
33 a	Valanginien moyen	Marnes	67,6
33 b	Valanginien supérieur	Marnes	52,1
34 a	Hauterivien inférieur	Calcaire prélevé juste après Montclus (banc à silex)	86
34 b	"	Calcaire prélevé au-dessus du précédent (banc à silex)	87
34 c	"	" " "	91,5
35	"	Marnes prélevées sous 34b	55
36 a +	Hauterivien moyen	Calcaire prélevé dans un niveau glissé	81,5
36 b +	"	" " au même niveau	85,3
36 c +	"	" " "	84,4

Col. 1	Col. 2	Col. 3	Col. 4
37 +	: Hauterivien : : moyen :	Marnes prélevées au sein du même niveau	: 49,2
38 +	: " : :	" " " " "	: 70,5
39	: " : :	Marnes prises au toit du niveau glissé	: 50,4
40	: " : :	" " " " "	: 51,3
41 a	: " : :	Calcaire	: 83,2
41 b	: " : :	Calcaire	: 82,4
41 c	: " : :	Calcaire	: 86,7
42 +	: " : :	Marnes prises dans un niveau glissé	: 52
43 +	: " : :	Marnes prises dans le même niveau glissé : que précédent :	: 69,7
44 a +	: " : :	Calcaire	: 96,2
44 b +	: " : :	"	: 91,4
44 c +	: " : :	"	: 90,2
44 d +	: " : :	"	: 91,3
45	: " : :	Marnes prises au mur du glissement précédent	: 52,8
46 a	: " : :	Calcaire "	: 90,2
46 b	: " : :	"	: 90,7
46 c	: " : :	"	: 90,9
47 a +	: Hauterivien : : supérieur :	Calcaire pris dans un niveau glissé	: 96,4
47 b +	: " : :	Calcaire pris dans le même niveau glissé : que 47 a :	: 92,3
47 c +	: " : :	Calcaire " "	: 96,9

Col. 1	Col. 2	Col. 3	Col. 4
47 d +	:Hauterivien :supérieur	: Calcaire pris dans le même niveau glissé : que 47 a	: 96
48 a +	: "	: Calcaire pris dans un niveau à amygdale au- : dessus précédent	: 88,5
48 b +	: "	: "	: 89,7
48 c +	: "	: "	: 89,7
48 d +	: "	: "	: 89
49 a +	:Barrémien :inférieur	: Calcaire pris dans le pseudo-conglomérat à : l'embranchement du chemin de Champ du Meunier:	: 97,2
49 b +	: "	: "	: 97,8
50 +	: "	: Marnes "	: 88,6
51 a	: "	: Calcaire au toit du pseudo-conglomérat : précédent	: 93,4
51 b	: "	: Calcaire "	: 94,9
51 c	: "	: Calcaire "	: 93,5
52	: "	: Marnes "	: 89,4
53	: "	: " "	: 89
54 a +	:Barrémien :supérieur	: Calcaire pris dans un pseudo-conglomérat à : 30 m au-dessus du précédent	: 95,4
54 b +	: "	: Calcaire pris au même niveau que 54 a	: 96,5
54 c +	: "	: " " "	: 97,4
54 d +	: "	: " " "	: 94,5
55 +	: "	: Marnes prises au même niveau que 54	: 89
56 +	: "	: " " "	: 88,2
57	: "	: Calcaire pris au mur du pseudo-conglomérat : précédent	: 97

Col. 1	Col. 2	Col. 3	Col. 4
58	:Barrémien :supérieur	: Calcaire pris au toit du pseudo-conglomérat : précédent	: 94,3 :
59 a +	:Bédoulien :	: Marnes prises dans un niveau glissé	: 72,8 :
59 b +	: " : :	: " " " "	: 73,1 :
60	: " : :	: Marnes prises au toit du niveau glissé : précédent	: 64,1 :
65 a	: " : :	: Calcaire " " "	: 89,4 :
61 +	: " : :	: Marnes prises dans un niveau glissé au- : dessus de 60	: 77 :
65 b +	: " : :	: Calcaire " " "	: 90,2 :

Il apparaît à la lumière de ces tableaux que les bancs calcaires et les interlits marneux des niveaux glissés ne présentent aucune variation systématique de leur teneur en CO_3Ca par rapport à celle des calcaires et des marnes des niveaux encaissants.

Le deuxième résultat est la mise en évidence de la dominance de la sédimentation calcaire dans la série. Même les niveaux marneux contiennent 50 % et plus de CO_3Ca .

Nous présentons pour la facilité de la lecture un tableau des moyennes des mesures effectuées dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Chaque moyenne sera affectée d'un chiffre entre parenthèse indiquant le nombre de mesures effectuées.

Moyennes des teneurs en CO ₃ Ca en %						:
Calcaire non glissé		Calcaire prélevé : dans un niveau : glissé	Marnes non glissées : dans un niveau : glissé		Marnes prélevées : dans un niveau : glissé	Etage
94 (1)	:	93 (1)	:	?	:	Séquanien inférieur
97 (1)	:	98 (1)	:	:	:	Tithonique ;
90 (1)	:	91 (1)	:	:	:	Berriasien inférieur
92 (4)	:	91 (4)	:	72 (2)	73 (3)	Berriasien supérieur
86 (5)	:	pas de glissement	:	60 (2)	pas de glissement	Valanginien
88 (9)	:	91 (14)	:	52 (4)	60 (4)	Hauterivien
94 (6)	:	95 (7)	:	81 (3)	81 (6)	Barrémien-Bédoulien

Nous voyons que ces résultats, malgré le nombre restreint de mesures, confirment les conclusions précédentes.

Il faut noter que nous englobons sous le terme général marnes, des roches qui contiennent par exemple 50 à 60 % de CO_3Ca à l'Hauterivien, et 70 à 80 % au Barrémien sans que cette composition différente se traduise par des variations notables de l'aspect de la roche. Ce fait souligne que l'aspect des terrains est en rapport, dans une alternance de bancs plus ou moins durs, avec les duretés relatives de chacun de ces bancs.

B. ETUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE DES SEDIMENTS

a) Exposé de la méthode utilisée.

La méthode utilisée pour l'étude de la fraction argileuse est celle du Laboratoire de Géologie de Strasbourg.

L'échantillon est modérément broyé puis attaqué à l'acide chlorhydrique dilué. Le chlorure de calcium est ensuite éliminé par centrifugations et remises en suspension dans l'eau distillée successives. Le résidu est repris avec de l'eau distillée puis passé pendant quelques minutes dans un appareil à homogénéiser. Si l'élimination du chlorure de calcium a été bien faite, les argiles doivent rester en suspension. Sinon elles retombent au bout de quelques instants. Il faut laisser la suspension reposer pendant un quart d'heure avant de prélever avec une pipette à un centimètre sous la surface du liquide. D'après la loi de Stokes, on recueille ainsi les particules d'argile dont la taille est inférieure à 4 microns. On recouvre ensuite une lame de verre jusqu'à formation d'un ménisque convexe; on laisse sécher. Il est nécessaire d'avoir deux lames par échantillon à analyser. La première est étudiée aux rayons X, puis soumise aux vapeurs de glycol pendant vingt-quatre-heures et étudiée de nouveau. La seconde lame est passée aux rayons X après chauffage pendant deux heures à 490°.

b) Exposé des résultats.

Ces résultats, présentés sous forme de tableaux, n'ont qu'une valeur indicative; les mesures effectuées ne sont pas, en effet, assez nombreuses et systématiques. Une croix à côté du numéro de l'échantillon on marque les prélèvements effectués dans les niveaux glissés. La proportion de chacun des minéraux est exprimée en dixièmes.

Nous indiquons aussi la distance réticulaire la plus fréquente de l'interstratifié illite - montmorillonite (10 - 14 M).

Un interstratifié est une association de feuilletts appartenant à des espèces minéralogiques distinctes.

Dans le cas des interstratifiés irréguliers, chaque particule de la suspension étudiée à un taux d'interstratification différent, donc une distance réticulaire résultante différente. On admet que la distance réticulaire la

plus fréquente détermine la hauteur du pic.

L'enveloppe des pics de diffraction correspondant à toutes les particules affecte ici la forme approximative d'une courbe de Gauss. La position du maximum donne donc une idée du taux d'interstratification le plus fréquent, c'est-à-dire des pourcentages respectifs d'illite et de montmorillonite dans l'interstratifié. Si ce maximum se place près de la position normale d'un pic de montmorillonite pure (distance réticulaire $14 \text{ \AA}$ pour la montmorillonite) l'interstratifié contient beaucoup de montmorillonite et peu d'illite. Si ce maximum se place près de la position normale d'un pic d'illite (distance réticulaire $10 \text{ \AA}$) l'interstratifié contient beaucoup d'illite et peu de montmorillonite.

Nature des argiles de quelques échantillons prélevés dans le
périmètre de la feuille D I E

cf. Tableau, page 48.

Nature des argiles de quelques échantillons prélevés dans le périmètre de
la feuille D I E

Numéro de l'échantillon	Situation stratigraphique	Proportion			Distance réticulaire la plus fréquente
		Illite	Chlorite	Kaolinite	
				Proportion Montmorillonite	
				(10 - 14 m)	
7 +	Séquanien inférieur	4	1		5
11	Séquanien inférieur	4	1		5
5 +	Tithonien	6			4
17	Berrisien inférieur	6			4
12 +	Berrisien supérieur	3	3,5		3,5
14 +	"	traces		10	
1 +	"	traces			10
2 +	"	traces			10
4	"			10	
3	"			10	

N a t u r e des argiles des échantillons prélevés sur la coupe de MONTCLUS

Numéro de: l'échan- tillon	Situation :	P r o p o r t i o n			Distance réticulaire la plus fréquente		
		Illite	Chlorite	Kaolinite	Proportion Mont- morillonite C.6	Interstratifié (10 - 14 M) C.7	Col. 8
	Col.1: C. 2	C.3	C.4	C.5			
29	Berriasien: supérieur	4	:	:	:	6	11,59
30	"	3	:	:	:	7	10,731
31 a	Valangin. inférieur	3,5	3	:	:	3,5	11,302
32	"	traces	:	:	:	10	11,45
33 b	Valang. supérieur	1	:	:	:	9	11,019
34 b	Hauteriv. inférieur	5	:	:	:	5	11,302
35	"	1	:	1	:	8	11,302
36 a +	Hauteriv. moyen	5	1	:	:	4	11,302
37 +	"	3	:	1	:	6	10,88
38 +	"	2,5	1	:	:	6,5	11,16
39	"	4	:	1	:	5	10,75
41 a	"	5	:	traces	:	5	10,62
42 +	"	5	0,5	:	:	4,5	11,019

Suite : Nature des argiles des échantillons prélevés sur la coupe de Montclus :									
Col. 1 :	C. 2	C. 3	C. 4	C. 5	Col. 6	Col. 7	C. 8		
43 +	Haut.M	6	traces			4			11,019
44 a +	"	3				7			11,45
45	"	6		1		3			10,75
46 a	"	3	traces			7			11,3
47 a +	Haut. supérieur					10			12,07
48 a +	"	5	traces			5			11,45
49 a +	Barrémien inférieur	3		1		6			11,75
50 +	"	5				5			11,45
51 a	"					10			11,3
52	"	2				8			11,59
53	"	1				9			11,59
54 +	Barrémien supérieur	1				9			11,45
55 +	"	1		0,5		8,5			11,59
56 +	"	2		traces		8			11,91
57	"	1	1	traces		8			11,75
58	"					10			11,75

Suite et fin : Nature des argiles des échantillons prélevés sur la coupe de Montclus :

Col. 1	Col. 2	Col. 3	Col. 4	Col. 5	Col. 6	Col. 7	Col. 8
59 a + Bédoulien :	:	:	:	:	:	:	:
1 :	traces :	:	:	:	:	9 :	11,45 :
60 :	5 :	:	:	:	:	5 :	11,01 :
61 + :	4 :	:	:	:	:	6 :	11,45 :

Les argiles du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur sont formées à peu près exclusivement d'illite et d'un interstratifié illite-montmorillonite, la chlorite et la kaolinite n'existant en général qu'à l'état de traces. Une constatation s'impose. La composition des argiles présente des variations souvent importantes d'un échantillon à l'autre; la présence des niveaux glissés est indépendante de ces variations. Les proportions indiquées par le tableau ne doivent être appliquées aux étages correspondants qu'avec une certaine prudence. Il faudrait en effet un plus grand nombre de mesures pour corriger les variations locales et pour connaître sans risque d'erreur les proportions des argiles dans chaque étage, voire dans chaque zone.

Nous ne pouvons présenter pour chaque étage les moyennes des mesures effectuées sur la fraction argileuse des sédiments à cause de l'insuffisance du nombre de ces mesures. Nous nous contenterons de présenter pour tout le Crétacé inférieur les moyennes des proportions des différentes argiles de la fraction argileuse dans les échantillons (calcaires ou marneux) prélevés d'une part dans des niveaux non glissés, d'autre part dans des niveaux glissés.

- Echantillons prélevés dans des niveaux n'ayant pas subi de glissement sous-marin.

Illite : 3/10 de la fraction argileuse; interstratifié illite-montmorillonite (10-14 M) : 7/10

de la fraction argileuse, - chlorite, kaolinite : traces -

- Echantillons prélevés dans des niveaux glissés : mêmes résultats.

Ces moyennes, malgré l'insuffisance du nombre des mesures, confirment donc les conclusions précédentes.

IV - COMPORTEMENT PHYSICO-CHIMIQUE DES BOUES ET ETUDE DES CONDITIONS DE GLISSEMENT.

A. RAPPEL DE QUELQUES PROPRIETES.

Depuis longtemps déjà, les propriétés curieuses de certains corps fortement imbibés d'eau avaient retenu l'attention des observateurs, soit au laboratoire, soit dans la nature. Certaines suspensions, certaines vases, se comportent au repos comme des solides mais sous l'influence d'un choc ou d'une agitation passent brutalement à l'état liquide. Tout le monde connaît l'expérience de l'objet solide de forte densité qui, délicatement posé à la surface d'une boue au repos, ne s'y enfonce pas. Par contre, si un choc est donné au récipient contenant la boue, ou si celle-ci est légèrement agitée, l'objet s'enfonce et tombe au fond. La boue s'est comportée d'abord comme un "solide", puis, après le choc, comme un liquide.

H. Freundlich et P. Peterli appelèrent "thixotropie" ce changement d'état brutal (voir Boswell 1961- p. : 34). Ils avaient d'abord attribué ce terme uniquement aux suspensions colloïdales passant brutalement de l'état de gel à l'état de sol mais n'avaient pas défini ces deux états. J. Pryce-Jones propose en 1948 (p : 444) la définition suivante : "Pour les phénomènes rhéologiques, nous pouvons considérer un sol comme un système colloïdal qui ne possède pas de valeur de seuil (Yield value) et un gel comme un système colloïdal qui possède une valeur de seuil mesurable; autrement dit : un sol colloïdal coule sous l'influence d'une poussée si petite soit-elle (comme les liquides) et un gel ne coule que lorsque la poussée atteint une valeur critique minimum". Le terme thixotropie, appliqué à l'origine aux suspensions colloïdales, fut ensuite appliqué à toutes les boues ou tous les corps gorgés de liquide dont le comportement rappelait celui des suspensions.

Les essais en laboratoire ont prouvé que le comportement de chaque sédiment, variable suivant sa nature et sa granulométrie, était fonction de sa teneur en eau et des forces qui s'exerçaient sur lui.

On a déterminé, en laboratoire, la limite liquide. C'est, théoriquement, la teneur en eau minimum pour laquelle un échantillon placé dans des conditions d'équilibre instable, se met à couler comme un liquide sous l'action d'un choc

développant une énergie extrêmement faible. Les boues acceptent souvent une teneur en eau supérieure à leur limite liquide sans pour autant cesser de se comporter comme un solide. Seul un choc déclenche la rupture d'équilibre. Si la teneur en eau dépasse cependant une certaine limite, la boue mise en condition d'équilibre instable se met à couler sous la seule influence de la gravité, sans que le déclenchement du mouvement nécessite l'apport d'une énergie extérieure.

Une telle méthode ne permet pas d'obtenir des valeurs absolues de limite liquide; celles-ci sont valables seulement dans les conditions de l'expérimentation et ne peuvent être comparées qu'à des mesures faites exactement de la même manière. Il faut noter que cette limite liquide est mesurée pour un apport très faible d'énergie extérieure. Plus l'énergie apportée sera grande, autrement dit plus l'impulsion initiale sera forte, plus la limite liquide baissera, autrement dit plus la teneur en eau nécessaire sera faible.

On mesure aussi en laboratoire la limite de plasticité, autrement dit la teneur en eau minimum pour que, sous l'action d'une force donnée, un échantillon subisse une déformation plastique, sans cassure, pendant toute la durée de l'effort. E.J. Bowen (1946 - p : 482) définit ainsi la plasticité : "Vulgairement parlant, un système est plastique quand il se comporte comme un solide élastique jusqu'à un certain point (valeur critique), tandis que sous des forces plus fortes il coule comme un liquide visqueux, c'est-à-dire que la courbe de force ne passe pas par l'origine. Le système peut être regardé comme n'ayant ni toutes ses forces intermoléculaires fortes, ni toutes faibles, mais ayant les unes faibles et les autres fortes. L'application de la force ne rencontre aucune résistance chez les plus faibles (qui sont continuellement remises en question) mais rencontre une grande résistance sur les fortes. C'est un caractère des matériaux plastiques de céder et de s'écouler non de façon continue mais par saccades...". Comme précédemment, il n'est possible de comparer les valeurs de plasticité des échantillons que si les conditions d'expérimentation ont été rigoureusement semblables.

- Il existe une autre propriété importante, observée dans certains gels ou dans des corps gorgés d'eau proches de l'état de gel et appelée par J. Pryce-Jones "faux système (false body) de thixotropie"

En laboratoire, un sédiment possédant une teneur en eau importante mais inférieure à la limite-liquide est placé sur une pente douce et régulière. Une certaine impulsion lui est fournie. L'échantillon commence à "couler"

développant une énergie extrêmement faible. Les boues acceptent souvent une teneur en eau supérieure à leur limite liquide sans pour autant cesser de se comporter comme un solide. Seul un choc déclenche la rupture d'équilibre. Si la teneur en eau dépasse cependant une certaine limite, la boue mise en condition d'équilibre instable se met à couler sous la seule influence de la gravité, sans que le déclenchement du mouvement nécessite l'apport d'une énergie extérieure.

Une telle méthode ne permet pas d'obtenir des valeurs absolues de limite liquide; celles-ci sont valables seulement dans les conditions de l'expérimentation et ne peuvent être comparées qu'à des mesures faites exactement de la même manière. Il faut noter que cette limite liquide est mesurée pour un apport très faible d'énergie extérieure. Plus l'énergie apportée sera grande, autrement dit plus l'impulsion initiale sera forte, plus la limite liquide baissera, autrement dit plus la teneur en eau nécessaire sera faible.

On mesure aussi en laboratoire la limite de plasticité, autrement dit la teneur en eau minimum pour que, sous l'action d'une force donnée, un échantillon subisse une déformation plastique, sans cassure, pendant toute la durée de l'effort. E.J. Bowen (1946 - p : 482) définit ainsi la plasticité : "Vulgairement parlant, un système est plastique quand il se comporte comme un solide élastique jusqu'à un certain point (valeur critique), tandis que sous des forces plus fortes il coule comme un liquide visqueux, c'est-à-dire que la courbe de force ne passe pas par l'origine. Le système peut être regardé comme n'ayant ni toutes ses forces intermoléculaires fortes, ni toutes faibles, mais ayant les unes faibles et les autres fortes. L'application de la force ne rencontre aucune résistance chez les plus faibles (qui sont continuellement remises en question) mais rencontre une grande résistance sur les fortes. C'est un caractère des matériaux plastiques de céder et de s'écouler non de façon continue mais par saccades...". Comme précédemment, il n'est possible de comparer les valeurs de plasticité des échantillons que si les conditions d'expérimentation ont été rigoureusement semblables.

- Il existe une autre propriété importante, observée dans certains gels ou dans des corps gorgés d'eau proches de l'état de gel et appelée par J. Pryce-Jones "faux système (false body) de thixotropie"

En laboratoire, un sédiment possédant une teneur en eau importante mais inférieure à la limite-liquide est placé sur une pente douce et régulière. Une certaine impulsion lui est fournie. L'échantillon commence à "couler"

lentement et continue pendant un temps plus ou moins long puis s'arrête de lui-même. Il n'y a pas eu passage à l'état liquide comme dans le cas de la thixotropie et la structure originelle est conservée. Le système est passé de l'état de gel à un état plus fluide que l'état de gel, puis est revenu à l'état de gel. Il ne faut pas non plus confondre les mouvements afférents à l'état de "fausse thixotropie" avec ceux afférents à l'état plastique, qui cessent dès l'arrêt de l'application de la force.

Cette fausse thixotropie est fonction de la teneur en eau et de l'énergie transmise par l'ébranlement. Plus celle-ci est forte, plus la teneur en eau nécessaire est faible mais l'écoulement est alors de plus en plus pâteux et bref. Ce phénomène, qui n'est pas classable dans les phénomènes de thixotropie sensu stricto (il n'y a pas en effet passage brutal de l'état de gel à l'état de sol) fait partie de ce que les auteurs ont l'habitude d'appeler phénomènes de thixotropie sensu lato. Tous les intermédiaires existent entre les comportements faussement thixotropiques et la thixotropie la plus rigoureuse.

Nous ne dirons rien des méthodes d'expérimentation, assez difficiles chez un certain nombre d'auteurs, ni des résultats quantitatifs, nous contentant d'exposer les phénomènes. Nous préciserons pourtant que la teneur en eau qui nous intéresse est la teneur en eau libre, c'est-à-dire l'eau qui s'échappe de l'échantillon lors d'un chauffage modéré ne dépassant pas 110°.

Nous n'avons pas la prétention d'expliquer ici la théorie des comportements physico-chimiques. Nous nous sommes contentés de signaler un certain nombre d'observations et de phénomènes. Nous citerons J. Pryce-Jones (1948 p : 444) qui énonça les difficultés auxquelles se heurtait l'étude des phénomènes d'écoulement des boues : "La mesure quantitative de thixotropie présente au rhéologue un très difficile problème et aucune méthode satisfaisante n'a été mise au point. La difficulté fondamentale est théorique; les méthodes expérimentales de calcul sont légion mais aucune n'est basée sur une base théorique saine ... Malgré ces difficultés fondamentales ... il est possible d'obtenir des informations valables ... pourvu que nous reconnaissons la limite de nos méthodes et que nous n'essayions pas d'exprimer nos résultats dans l'absolu. Le résultat de nos observations empiriques nous donne des faits expérimentaux valables, susceptibles d'interprétation et d'application directe dans les domaines les plus variés, scientifiques ou industriels." Une opinion plus récente, citée par P.G.H. Boswell (1961 p : 37) fournira la conclusion de cet exposé sommaire :

"La rhéologie est encore aujourd'hui une branche technique dont la théorie reste encore à découvrir".

B. APPLICATION AUX PHENOMENES DE GLISSEMENTS

a) Glissements de terrains.

Il a souvent été observé que des falaises ou des pentes argileuses se mettaient brusquement à s'écouler plus ou moins rapidement alors que rien dans leur comportement précédent ne laissait prévoir un phénomène aussi brutal. La cause de ces coulées de solifluxion était un changement d'état des terrains (thixotropie au sens large) sous l'influence d'un ébranlement (coup de canon, explosions de dynamite, trafic important d'une route), parfois sous la seule influence de leur poids. Les mesures faites en laboratoire ont prouvé que chaque échantillon possédait une teneur en eau supérieure à sa limite liquide, pour des chocs relativement faibles (P.G.H. Boswell 1961, p : 111).

Mais les phénomènes les plus courants sont les phénomènes de glissement. Une certaine masse de terrains plus ou moins argileux, imbibés d'eau, se met à glisser sur une surface de décollement. Les terrains en mouvement subissent des déformations plastiques, parfois cassantes. Au contact de la surface de glissement, existe une zone d'une certaine épaisseur possédant parfois une teneur en eau supérieure à celle du reste de la masse glissée, et se comportant comme un corps plastique mou, voire un liquide pâteux qui joue le rôle de lubrifiant.

b) Glissements sous-marins.

Les expériences de laboratoire vues précédemment facilitent la compréhension des phénomènes de courants de turbidité et de glissements sous-marins.

Une erreur volontiers commise est celle qui tend à imaginer les dépôts sous-marins comme des corps éminemment fluides. Or, dans un rapport du commandant Houot au C N R S, à l'occasion du congrès de Villefranche de 1958, une photographie montre un tas de grenaille abandonnée sur le fond par le bathyscaphe et dont la légende est : "Il est intéressant de remarquer que ces petits grains d'acier de 3 à 4 mm de diamètre, tombant d'une hauteur de plus de 2 m, ne s'enfoncent pas dans la vase; cela donne une idée de la consistance du sédiment et détruit la légende d'une couche de boue plus ou moins fluide."

1/ Courants de turbidité.

Plusieurs heures après le tremblement de terre de Terre-Neuve (1929), 5

câbles sous-marins se rompirent les uns après les autres. Plusieurs hypothèses furent émises pour expliquer les causes de cette rupture; la plus remarquable fut celle de P.H. Kuenen. Il imagina que le tremblement de terre avait déclenché sur les hauts-fonds sous-marins entourant l'île des avalanches de sédiments formant de véritables courants de boue qui descendaient les pentes à grande vitesse et rompaient les câbles au fur et à mesure qu'ils les rencontraient. Les intervalles de temps écoulés entre les différentes ruptures des câbles lui permirent de calculer la vitesse du courant de boue. Lors de la remise en état des câbles, les dragages mirent en évidence des sédiments grossiers visiblement allochtones, ce qui confirma l'hypothèse de Kuenen et permit de mettre en évidence la réalité de ces courants de boue.

En 1954, le séisme d'Orléansville (Algérie) déclencha aussi des courants de turbidité. B.G. Heezen expliqua en 1958 que lors du tremblement de terre de Messine en 1908, la rupture d'un câble sous-marin survenue dix heures après le séisme à 120 miles au large était due aussi à un courant de turbidité dont la vitesse moyenne devait être de 12 noeuds.

Les sédiments déposés après transport par un courant de boue montrent un granulo-classement caractéristique et une perte totale de leur structure initiale. Ces constatations indiquent bien l'état liquide des courants de turbidité.

Le processus de formation des courants de turbidité s'explique par les phénomènes de thixotropie. Les sédiments déposés sur les pentes restent en équilibre, parce que, du fait de la compaction, leur teneur en eau est insuffisante pour que les forces exercées par la gravité déclenchent l'écoulement. Lors du séisme, des énergies énormes sont communiquées aux dépôts. Il y a thixotropie, passage de l'état solide à l'état liquide et écoulement sur les pentes. Le changement d'état dû au séisme affecte la couche de sédiments dans laquelle la teneur en eau est suffisante; au dessous de cette couche la teneur en eau est insuffisante, du fait de la compaction, pour que l'énergie dissipée par le séisme provoque le changement d'état.

G. Houot signale : " Dès qu'on touche le fond, on risque de soulever une motte de vase qui se met à dévaler la pente, décrochant la vase derrière elle, provoquant ainsi l'analogue d'une avalanche de neige en montagne. Cet incident est fort gênant pour l'observateur, car de gros nuages noirs se développent et montent parfois à plus de 300 mètres de haut ... Au moment du contact la vitesse est voisine de 1 cm par seconde et le poids apparent du bathyscaphe n'est que

d'une dizaine de Kg." Une puissance faible, de 0,1 Kgm/s, suffit donc parfois à déclencher le mouvement.

Il est possible aussi que de tels phénomènes d'écoulement soient provoqués lors de l'accumulation de sédiments sur une pente, par la seule gravité.

2/ Glissements sous-marins à structure différenciée.

Il est évident que le processus d'écoulement ne peut expliquer le comportement des boues lors de la formation des structures de glissement de la fosse vocontienne. Dans ces dernières, en effet, le feuilletage originel des marnes et le litage des bancs calcaires, quoique déformés, sont conservés. Il n'y a donc pas eu passage de l'état solide à l'état liquide, ce qui impliquerait une perte totale de la structure originelle. Il est exclu que, même dans le cas des pseudo-conglomérats dont le ciment marneux a perdu à peu près dans sa totalité son feuilletage originel, mais dont les éléments ne présentent aucun granulo-classement caractéristique (celui-ci étant parfois ébauché), le glissement se soit accompagné d'une solifluxion de la matrice aussi importante que pour les courants de turbidité; seules, les coulées boueuses rencontrées dans la région de Marignac et décrites par C. Alliot, J. Flandrin et M. Moullade (1964) peuvent leur être assimilées.

Les observations océanographiques, rares car difficiles à effectuer, n'ont pas le même intérêt que celles faites sur les courants de turbidité. A.D. Arkanguelsky (1930) signale qu'après le tremblement de terre de Crimée (1927) les sondages dans la mer Noire mirent en évidence des bancs déformés de 14 à 20 cm d'épaisseur, interstratifiés dans des niveaux normaux. La formation de tels bancs ne peut être attribuée au séisme de 1927 mais est due, pour l'auteur, à un tremblement de terre antérieur. Les autres observations sur des glissements sous-marins restent fragmentaires; quant aux glissements sous-lacustres, des causes artificielles empêchent souvent de les comparer utilement aux glissements sous-marins.

Une étude précise des glissements fossiles permet seule pour l'instant l'approche du problème.

La série étudiée ici est formée d'une alternance de couches calcaires et de couches marneuses dont les vases possédaient, lors du dépôt, des propriétés physico-chimiques différentes. L'étude des variations des propriétés des boues actuelles en fonction de leur composition nous permet de l'affirmer.

Il n'est guère intéressant de réduire en poudre les roches et d'effectuer des mesures^{de}/thixotropie, celles-ci dépendant alors fortement de l'intensité du broyage. Au demeurant il n'existe aucune comparaison possible entre les propriétés des boues obtenues par pulvérisation d'un sédiment lapidifié et recristallisé et celles des boues naturelles de même composition chimique, dues à des apports argileux fins et des précipitations de carbonate de calcium. Nous n'avons donc pas cru nécessaire d'effectuer des mesures sur des échantillons de marnes et de calcaires de la fosse vocontienne, celles-ci ne permettant pas d'avoir une idée précise des propriétés des boues originelles.

Il est certain que le glissement provient du changement d'état d'une couche marneuse sous l'influence de la gravité ou de séismes "locaux" dus à des saccades de la subsidence. Parfois le déplacement s'effectue sur une seule surface de glissement, les bancs en mouvement restant solidaires les uns des autres; c'est le cas notamment pour la structure oblique. Dans les autres structures, il paraît possible qu'un certain nombre de lits marneux jouent pour les couches calcaires le rôle de surfaces de glissement, mais le problème de la transmission des forces et des mouvements au sein même de la masse glissée n'est pas éclairci. Le feuilletage des marnes étant à peu près conservé, celles-ci n'ont pu subir que des changements d'état limités, de type plastique ou de type "fausse thixotropie" - C'est également ce que paraît indiquer l'épaississement très net vers "l'aval" de certains niveaux glissés. Le comportement des couches calcaires est bien différent de celui des marnes; lors du glissement, elles réagissent d'abord par des déformations plastiques si les mouvements imposés restent raisonnables, puis se fracturent aux points d'application des efforts maxima; elles se comportent comme des solides à plasticité limitée, plus ou moins facilement cassants. La vitesse du mouvement, donc la rapidité des déformations, influence la plasticité des bancs calcaires, celle-ci étant fonction inverse de la vitesse. Nous verrons plus loin que le comportement des bancs calcaires est aussi fonction de leur épaisseur.

Il y a certainement un lien entre le comportement physico-chimique et les types de structure, mais nous n'avons pu le mettre en évidence que de façon sommaire.

Il faut signaler que des chercheurs (R.E. Rettger (1935), W.H. Bucher (1956) ont recréé, sous l'influence de la gravité (dans des bacs inclinés) un certain nombre de figures de plissement observées dans la nature. Dans une autre

série d'expériences ils ont aussi exercé des forces latérales à l'aide d'un piston se déplaçant lentement ($1/2$ cm par heure pour W.H. Bucher p : 1302), ce qui a permis d'obtenir des structures de plissement comparables aux précédentes mais plus complexes. Ces expériences sont effectuées dans des bacs de volume restreint dans lesquels sont déposés, en alternance, des couches de boue de nature différente de quelques centimètres d'épaisseur. Les conditions sont ainsi assez différentes de celles présidant à la formation des structures de glissement de la "fosse vocontienne" dues à des couches de vases beaucoup plus épaisses; elles recréent par contre de façon convenable les conditions présidant à la formation de "convolute laminations". D'ailleurs, les plissements observés dans les bacs d'expérimentation rappellent bien plus les structures de glissement des "micro-slumpings" que celles des "macro-slumpings".

Quant aux pseudo-brèches et pseudo-conglomérats, leur formation est le résultat d'un manque de plasticité des sédiments qui les ont formés ou d'un déplacement relativement important, causant un morcellement prononcé des vases.

C. INFLUENCE DE LA PENTE

Le père d'Arnold Heim, Albert Heim, effectua les premières observations sur les pentes qui sont à l'origine des glissements sub-aquatiques, lors de son étude des glissements du lac de Zug. Il indiqua que l'inclinaison n'excédait pas 2° à 3° . Son fils, Arnold Heim, décrivit aussi les glissements sous-lacustres de Biel, Boden, Genève et Zurich sur des pentes de même valeur. Il en déduisit que les glissements observés dans les couches géologiques, notamment ceux d'Oeningen (Miocène) avaient pu se produire sur des pentes de même ordre. Il faisait une confusion entre le déclenchement du mouvement et sa poursuite. Le premier de ces phénomènes était le fait de la surcharge énorme imposée par le poids des quais et des immeubles sur les rives des lacs. Sa mise en mouvement effectuée, les glissements ont pu se poursuivre sur des pentes ne dépassant pas en effet 2° à 3° - Ces "éboulements" des rives sous le poids de constructions ne pouvaient être comparés qu'approximativement aux glissements sous-marins.

L'étude des courants de turbidité montre que le déclenchement demande souvent (surtout en l'absence de séisme) des pentes fortes et que l'écoulement peut ensuite se poursuivre avec des inclinaisons de 2° à 3° . Kuenen (1950 p : 240) prouve la réalité de pentes de 10° à 20° et même parfois 30° au débouché des estuaires, et estime que ces fortes inclinaisons favorisent le déclenchement

des courants de turbidité.

Quant aux glissements à l'état plastique (glissements à structure nette), ils nécessitent des pentes fortes. Shrock (1948 p. 271) parle à tort de 2 à 3° - Kuenen (1956 p. 136) admet des pentes de 5° à 10°. - A.D. Arkhangelsky souligne qu'en mer Noire les niveaux glissés étaient absents ou extrêmement rares sur les pentes de 1 1/2° proches du bord, mais nombreux sur les pentes de 8 1/2° à 14 1/2° descendant vers les grandes profondeurs. Il est évident que l'inclinaison nécessaire dépend de la nature et de la granulométrie des sédiments - Rettger (1935), expérimentant en laboratoire sur divers matériaux, montra qu'un angle minimum de 7° était nécessaire pour un début de mouvement, dans le cas le plus favorable, et que souvent il fallait atteindre et parfois dépasser 20° pour obtenir le même phénomène.

Dans la "fosse vocontienne", les niveaux dont le déplacement a atteint une certaine importance montrent un épaississement vers l'aval du mouvement. Partant du principe que les sédiments en mouvement tendent à retrouver leur position d'équilibre en rétablissant l'horizontalité à leur surface, nous avons mesuré l'angle formé par le toit et le mur dans un certain nombre d'exemples favorables. Les angles dépassent toujours 5° et atteignent ou dépassent couramment 10°. Il faut noter que cette méthode donne obligatoirement des valeurs inférieures à celles de la pente originelle, l'horizontalité du toit lors du dépôt restant certainement un cas théorique rarement rencontré. La photographie 15 montre sur sa droite la discordance entre toit et mur d'un niveau glissé.

D. INFLUENCE DE LA COMPOSITION DES SEDIMENTS

Nous avons vu précédemment que, suivant leur nature et leur granulométrie, les boues exigeaient des pentes plus ou moins fortes pour glisser. La fréquence des niveaux glissés dépend donc de la présence de pentes mais aussi de la nature des sédiments et de leur granulométrie. P. G.H. Boswell explique que les différences de comportement des boues suivant leur nature proviennent en grande partie des pouvoirs absorbants de leur constituant vis-à-vis du mouillant. La Montmorillonite joue un rôle à part dans les argiles à cause justement de son pouvoir absorbant énorme. Celui de l'illite, bien que non négligeable, est beaucoup plus faible. Si les différences du comportement au laboratoire de boues montmorillonitique et illitique sont bien établies, nous n'avons aucune idée, souligne Boswell, de la façon dont elles réagissent aux forces qui peuvent

s'exercer sur elles aux différents stades de la diagénèse.

Nous avons remarqué, lors de l'étude de la composition des sédiments de la "fosse" vocontienne, qu'en plus des variations générales liées à la stratigraphie, il existait des variations locales, relativement importantes, d'une couche à l'autre. Les pourcentages respectifs d'illite et d'interstratifiés illite-montmorillonite, en particulier, changent dans des proportions notables. Le phénomène est surtout sensible, du fait de l'importance de la fraction argileuse, dans les marnes, dont les teneurs en carbonate de calcium subissent au demeurant des écarts atteignant 10 % - Le fait que ces variations locales se produisent indifféremment dans les niveaux glissés et dans les niveaux à stratification régulière indique qu'elles ne sont pas à l'origine des glissements. Autrement dit, dans une série relativement "homogène", la cause des glissements ne doit pas être cherchée dans des variations systématiques de la composition des sédiments au niveau du glissement, mais dans les variations de l'inclinaison du fond sous-marin. Il paraît probable que les différences de composition chimique d'une "couche marneuse" à l'autre au sein d'une série "homogène" n'influencent pas le comportement des vases d'une manière importante.

E. INFLUENCE DE L'ÉPAISSEUR DES BANCS SUR LES DÉFORMATIONS

Lors de l'étude des structures de glissement, nous avons remarqué que seuls les bancs calcaires les plus minces (20 à 30 cm) subissent sans rupture des déformations importantes. Plus l'épaisseur augmente plus les "fractures" se multiplient, pour des déformations identiques. Les bancs les plus épais (60 cm à 1 m) peuvent subir sans rupture des courbures de 90° ou de 120° mais rarement plus; ils ne forment jamais de plis pincés souples. Lors du plissement d'une couche, son côté interne subit près de l'axe de plissement des forces de compression et son côté externe des forces de tension.

Les forces de compression conduisent à un "bourrage" du côté interne et les forces de tension produisent un étirement sur le côté externe. Plus la couche est épaisse, plus l'étirement est important; au-delà d'une certaine valeur, il y a rupture. Cette "fracturation" dépend aussi de la vitesse du mouvement. Il n'est pas impensable que, pour des mouvements lents, des bancs épais acceptent des déformations importantes souples; mais le cas ne se présente pas dans la "fosse" vocontienne.

V - ESSAI DE MESURES DE DIRECTION DES AXES DES STRUCTURES DE GLISSEMENT SUR
QUELQUES EXEMPLES CHOISIS. (Voir Note C.R. Acad. Sc. 1965 - M. GAY, J. RECY)

Notre intention est de faire apparaître, en étudiant deux localités choisies par l'abondance des niveaux glissés, une orientation statistique éventuelle des structures de glissements sous-marins. Le premier exemple est celui des structures situées à l'ouest de Serres, en bordure de la R.N. 94 entre Montclus et le lieu dit Les Brunets. Dix niveaux, dont l'alignement est à peu près perpendiculaire à la direction des couches, ont pu y être distingués dans l'Hauterivien, le Barrémien et le Bédoulien. Le deuxième exemple groupe les structures visibles aux environs du petit village de Verclause (à l'ouest de la feuille au 1/50.000° Serres), dans les vallées de l'Eygues et de ses affluents. Douze horizons y ont été reconnus dans les mêmes étages; mais on ne les observe plus, cette fois, dans une coupe perpendiculaire à la direction des couches, d'où une incertitude quant aux relations chronologiques exactes de certains d'entre eux.

Les niveaux glissés de l'Hauterivien se présentent sous forme de structure plissée et laminée dont les axes sont aisément repérables. Les niveaux du Barrémien et du Bédoulien se présentent sous forme de structure amygdalaire complexe dont les plis, quoique moins accentués, permettent des mesures d'axes précises; la plus grande dimension des amygdales est aussi parallèle à l'axe des plis, mais sa détermination étant souvent délicate, nous avons préféré ne pas en tenir compte dans cette étude. Près de Verclause, le Barrémien présente aussi une structure oblique; l'intersection des bancs normaux avec les bancs glissés montre une orientation identique à celle des axes de plis mesurés à proximité. Quant aux structures boudinées complexes, surtout abondantes dans le Bédoulien de la région de Verclause, il n'a pu en être tenu compte, les ondulations trop faibles des bancs, ne permettant pas de mesurer avec une certitude suffisante l'axe du plissement. Chaque axe a été repéré par son azimut et son plongement.

La situation initiale a été modifiée par les plissements tectoniques responsables d'une inclinaison du plan de sédimentation (supposé à l'origine

sub-horizontale) et d'un déplacement latéral dû au raccourcissement. Deux problèmes se posent lorsqu'on cherche à annuler ces effets.

Le premier, auquel la projection stéréographique apporte une solution élégante, est de ramener les plans de stratification dans une position horizontale pour retrouver l'azimut initial des éléments considérés. Cet azimut diffère d'autant moins de l'azimut relevé en fait, que le plongement axial des plis tectoniques et le pendage des couches sont plus faibles. Pour des valeurs suffisamment basses de ces deux paramètres, on peut même (voir à ce propos J. Ramsay 1961), s'abstenir de toute restitution. C'est le cas dans la région qui nous intéresse : les pendages mesurés n'excèdent jamais 25° ; quant au plongement axial des grandes structures, bien que n'ayant aucune mesure précise sur laquelle nous appuyer, nous avons toutes raisons de l'estimer lui aussi inférieur à 25° .

Le second problème, qui est de déterminer la localisation "anté-tectonique" des phénomènes observés, se poserait dans une étude régionale mais sort du propos de cet essai.

Chacun des deux secteurs choisis fait l'objet :

1°) d'une carte représentant la direction moyenne des plis de chaque glissement étudié (cf. Fig. 8 et 9, page 64). Cette direction est certaine dans la plupart des cas, elle est alors figurée par un trait continu. Dans quelques cas, cependant, elle est douteuse, par suite du nombre insuffisant des mesures ou de leur trop grand étalement (trait discontinu). La dispersion, malgré tout, n'est jamais suffisante pour interdire l'emploi d'une simple moyenne arithmétique (P.E. Potter et F.J. Pettijohn 1963). Il importe de remarquer, que même si l'on replace les plans de stratification dans une position voisine de l'horizontale, le plongement axial des plis peut garder une valeur notable. Les variations de ce plongement au sein d'un même niveau glissé indiquent que les axes des plis ne sont pas rigoureusement parallèles à l'horizontale de la pente sur laquelle ils ont été formés. Ces variations sont certainement le fait des différentes forces qui s'opposent pendant le glissement à la composante de la gravité. Le sens du déplacement, éventuellement indiqué par une flèche, n'apparaît qu'exceptionnellement et jamais avec une certitude absolue.

2°) d'un diagramme montrant la "direction" régionale moyenne des axes de plis (trait continu) et la direction régionale moyenne des plans de stratification

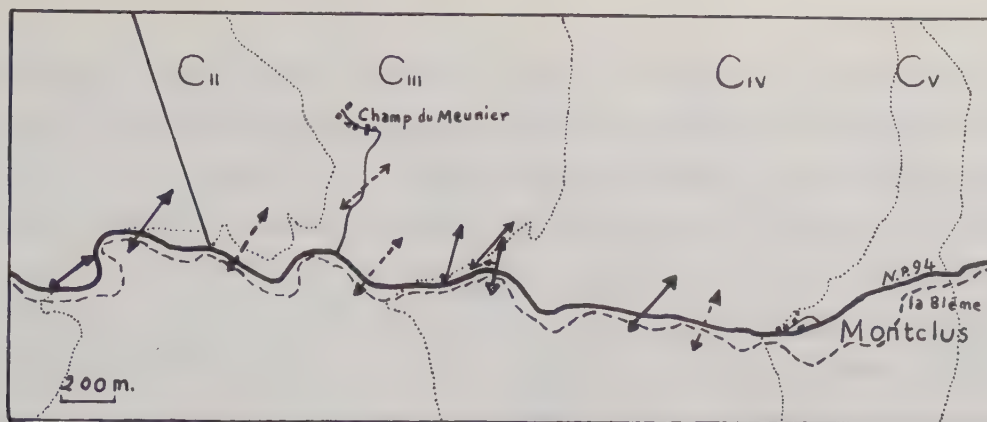


Fig. 8 - Carte des directions de quelques structures de glissements de la région de Montclus.

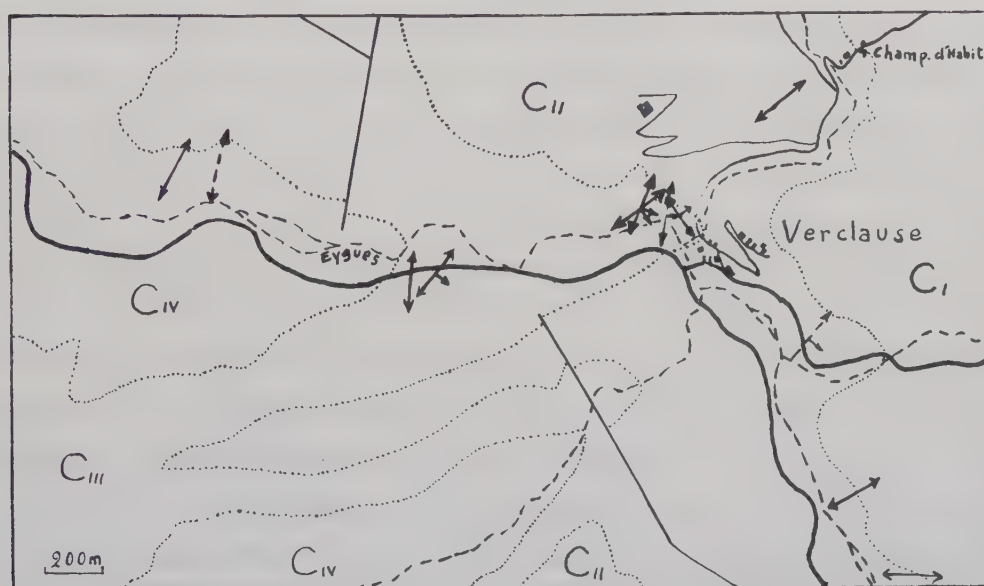
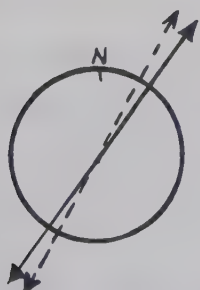


Fig. 9 - Carte des directions de quelques structures de glissements de la région de Verclause.

MONTCLUS



VERCLAUSE

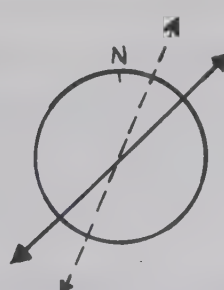


Fig. 10 - Diagrammes montrant la direction régionale moyenne des structures de glissements (trait continu) et celle des plans de stratification réguliers (trait discontinu).

réguliers (trait discontinu) (cf. Fig. 10, page 64). Les moyennes retenues sont celles déterminées graphiquement par la méthode du "vecteur résultant" (O.B. Raup et A.T. Miesch 1957); elles sont extrêmement voisines de celles auxquelles on arrive par le calcul (moyenne arithmétique). Elles ont été établies, non point à partir de l'ensemble des valeurs relevées, mais en ne considérant que les moyennes de chaque glissement, ce qui permet de minimiser les effets de l'inégale répartition des mesures, que des conditions d'affleurement irrégulières ne permettent pas d'éviter. Elles sont préférables aux moyennes arithmétiques, surtout dans le cas de Verclause où la dispersion d'ensemble est relativement importante.

Les mesures effectuées le long de la coupe de Montclus mettent en évidence la conservation de la direction de la pente originelle de l'Hauterivien au Bédoulien; par contre, nous ne pouvons affirmer que l'orientation de son pendage soit restée la même, du fait de l'impossibilité de déterminer le sens du glissement de chaque niveau. Les mesures faites dans la région de Verclause indiquent des variations importantes de la direction de la pente en fonction de la situation géographique. Ces faits tendraient à mettre en évidence, pour le Crétacé inférieur, une conservation de la direction de la pente du fond dans le temps, et des variations relativement rapides de cette direction dans l'espace. Cette hypothèse ne constitue du reste qu'une base de travail, que seule une étude régionale détaillée permettrait de vérifier.

On ne peut s'empêcher de souligner aussi la coïncidence entre la direction des bancs réguliers et la direction axiale des plis, particulièrement troublante à Montclus. Diverses hypothèses pourraient être proposées pour expliquer cette coïncidence. Pour J. Goguel (1944) par exemple, les reliefs qui accidentaient le fond de la mer pourraient être en puissance des lignes tectoniques. Mais en l'absence d'une étude structurale détaillée de l'ensemble de la région, toute conclusion resterait fragile. La direction sous-marine Nord-Est-Sud-Ouest que suggèrent nos mesures n'est d'ailleurs pas en accord avec celle (Nord-Ouest-Sud-Est) qui résulterait, d'après J. Goguel, de l'alignement des zones de glissement à différentes époques du Crétacé inférieur. Tout au plus peut-on remarquer que les glissements synsédimentaires de Verclause fournissent un exemple de cette évolution vers une direction Ouest-Est franche, déjà notée par le même auteur.

Puisque nous avons parlé d'étude régionale, nous croyons bon de préciser les difficultés auxquelles se heurterait une telle étude : si, en plus des axes

des plis ou des intersections des bancs obliques avec les bancs réguliers, il est possible de mesurer la direction de la plus grande dimension des amygdales et même celle des lignes de rupture, un bon nombre de structures ne permettent pas en principe de mesurer une direction quelconque du fait de la faible amplitude des déformations des bancs. Il s'agit notamment des structures boudinées complexes et parfois des structures amygdalaires complexes qui représentent une proportion notable des structures de glissement et sont particulièrement fréquentes dans le Séquanien, le Barrémien et le Bédoulien.

Un autre inconvénient est la restitution, nécessaire pour des mesures effectuées dans des niveaux glissés dont le pendage dépasse 25° . Pour quelques mesures d'axes, il est nécessaire d'effectuer ensuite un bon nombre de mesures sur les structures tectoniques voisines pour permettre la restitution.

Mais l'inconvénient majeur est l'inégale répartition des affleurements et des niveaux glissés. Potter et Pettijohn (1963 p : 252-253) signalent en effet qu'il est nécessaire d'avoir une densité de mesure constante sur toute la surface étudiée. La maille du quadrillage doit aussi être inférieure aux dimensions des niveaux troublés étudiés. Cette dernière condition est rarement réalisable dans la "fosse" vocontienne.

Une étude régionale se heurterait donc, par suite de l'insuffisance des mesures, à des difficultés qui entraîneraient des imprécisions telles que des conclusions valables à l'échelle de la "fosse vocontienne" pourraient difficilement en être dégagées. Par contre, l'étude de quelques localités privilégiées, malheureusement très rares, permettrait de préciser les hypothèses que nous avons avancées dans cet essai.

VI - REPARTITION CHRONOLOGIQUE DES DIFFERENTES STRUCTURES DE GLISSEMENT -

(Raisons de cette répartition).

Nous présenterons dans ce chapitre une étude de la répartition chronologique des différentes structures de glissement et nous essaierons de dégager, quand ce sera possible, les raisons de cette répartition.

- Bathonien, Callovien, Oxfordien, Argovien inférieur.

Nous avons déjà signalé que les terrains du Jurassique se caractérisaient, du Bathonien à l'Argovien inférieur, par l'absence de structures de glissement.

La présence de "convolute laminations" au sein de bancs calcaréo-gréseux nous a été pourtant signalée par P. Artru. Cette absence de "macro-slumpings" peut être le fait de plusieurs phénomènes jouant concurremment.

Bien que la nature des argiles (illite, kaolinite) soit différente de celle des argiles du Crétacé inférieur, nous ne savons pas dans quelle mesure cette différence de composition influence le comportement des sédiments. L'homogénéité de la série peut aussi avoir une importance.

Il est possible aussi que lors des glissements, la remise en suspension des argiles soit totale (passage rapide à l'état liquide) et qu'après la resédimentation rien ne distingue^{plus} la masse glissée des sédiments environnants.

Enfin, la raison qui nous semble primordiale est qu'un équilibre entre la sédimentation et les mouvements du fond était réalisé, de telle sorte que les pentes sous-marines n'ont jamais atteint, par suite du "nivellement" dû aux apports, une inclinaison telle que le glissement des boues argilo-calcaires ait pu se déclencher. La présence de "convolute laminations" dans les bancs de calcaires argilo-gréseux souligne pourtant l'existence de pentes qui, insuffisantes pour les boues argilo-calcaires, permettaient le glissement de sédiments dont la cohésion devait être plus faible.

Nous reviendrons après cette étude régionale sur ces différentes hypothèses que certains faits permettent de mieux préciser.

- Argovien_moyen_et_supérieur

Bien qu'un net retour à la sédimentation calcaire se manifeste, nous pensons que l'absence de structures de glissement est justifiable des mêmes explications que précédemment, spécialement de la dernière.

- Barre à faciès rauracien : (Argovien terminal, base du Séquanien)

Cette barre calcaire se caractérise par un litage régulier que ne vient troubler aucune structure de glissement nettement définie. Dans un affleurement situé dans la commune de Brette, sur la droite de la D. 135a en allant vers le Monestier, près du lieu dit Pas du Goure (ouest de la carte au 1/50.000° Dieulefit, coordonnées Lambert x : 836,050, y : 257,550) les bancs du sommet de la barre présentent avec celle-ci une discordance très forte. La cause de cette anomalie (tectonique ou glissement synsédimentaire) n'a pu être déterminée.

Nous avons aussi pu observer dans un certain nombre de localités le bi-seutage de quelques bancs qui présentent même parfois des formes lenticulaires, notamment sur la gauche de la D. 135 en allant vers le sud, après Saint-Benoît (sud de la carte au 1/50.000° Die, coordonnées Lambert : x : 834,600 - y : 264,350). Ces formations semblent le fait des seules conditions de sédimentation et n'impliquent l'action d'aucun glissement.

Il paraît utile et intéressant de comparer les conditions de dépôt du Rauracien avec celles du Tithonique dont les bancs calcaires présentent des compositions chimiques à peu près identiques (95 à 98% CO_3Ca) à celles des bancs rauraciens quoique moins riches en matière organique. La vitesse de sédimentation paraît avoir été du même ordre pour l'un et l'autre. L'absence de glissement synsédimentaire au Rauracien contraste par contre fortement avec l'abondance des structures de glissement et "d'écoulement" du Tithonique. On peut donc affirmer que le Rauracien se caractérisait soit par des pentes sous-marines plus faibles que celles du Tithonique, soit par une activité séismique bien inférieure, peut-être même d'ailleurs par les deux.

- Séquanien inférieur.

Au Séquanien, l'abondance des glissements synsédimentaires dans la "fosse" vocontienne contraste avec la tranquillité des assises rauraciennes. A de rares exceptions près, les figures de glissement s'observent au niveau du Séquanien inférieur, au contact direct de la barre rauracienne.

Il est possible pourtant d'observer au nord de Ponet Saint-Auban (au nord de la carte au 1/50.000° Die, dans un affleurement situé au point de coordonnées Lambert : x : 882,000 - y : 235,450) un niveau glissé du sommet du Séquanien inférieur, de 4 à 5 m d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres de longueur; ce niveau passe latéralement vers le sud à des bancs à litage régulier; il disparaît vers le nord sous la végétation. Au nord de Chalançon (Sud-est de la carte au 1/50.000° Dieulefit, dans un affleurement situé au point de coordonnées Lambert : x : 839,400 - y : 250,050) le Séquanien moyen montre un niveau glissé de 2 m d'épaisseur visible sur quelques dizaines de mètres puis caché par les éboulis. Quant à la structure plissée complexe visible sous le pont de Savel après Saint-Benoit en allant vers le sud (Sud de la carte au 1/50.000 Die) elle peut être attribuée à la partie supérieure du Séquanien inférieur où la réduction des bancs calcaires (10 à 20 cm) est nette par rapport à ceux de la base de l'étage.

La puissance du niveau glissé du Séquanien inférieur varie entre 2 et parfois 20 ou 25 m. Malgré sa très grande extension, cet horizon ne présente pas de glissements synsédimentaires continus sur toute la surface indiquée comme "zone troublée" sur la carte au 1/200.000°. Il n'offre donc pas un niveau repère continu. Quand le Séquanien inférieur affleure sur une distance assez importante, dans le cirque de Barsac par exemple (Est de la carte au 1/50.000° Die), les bancs présentent latéralement des aspects successivement calmes et glissés. L'extension horizontale d'un glissement varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres (rarement plus d'un kilomètre). Les bancs réguliers passent de façon plus ou moins continue à des bancs glissés, mais le passage ^{parfois} peut être/ extrêmement brutal. Un affleurement situé sur la rive droite de la Roanne près de Saint-Benoit (Sud de la carte Die, coordonnées Lambert : x : 833,450 - y : 266,600; photographie N° 3), illustre de façon très claire ce phénomène. Un niveau glissé de 3 m d'épaisseur environ, visible sur 150 m de longueur, passe brutalement à des bancs à litage régulier en concordance parfaite avec ceux du

mur du niveau glissé. Après une dizaine de mètres ces bancs repassent à un autre niveau glissé. Le passage avec les niveaux glissés s'effectue brutalement de chaque côté des bancs réguliers, mais la continuité des bancs du mur ne permet pas d'imaginer un encadrement par deux failles synsédimentaires. La concordance parfaite des bancs à stratification régulière avec les bancs du mur exclut l'hypothèse d'un mouvement quelconque de ces bancs. On peut aussi affirmer que les deux niveaux glissés ne sont pas synchrones. En effet on ne peut conclure au synchronisme de deux glissements synsédimentaires que si des bancs synchrones les recouvrent : l'âge des bancs du mur n'a pas de signification chronologique précise et dépend seulement de l'épaisseur de la couche de vase affectée par le glissement (cf. fig. : 11 et 12 , page 71). Sur la photographie N° 3, nous voyons que le glissement de gauche est recouvert par des bancs plus anciens que celui de droite, il s'est donc produit avant (cf. fig. : 13 , page 71).

Le glissement de gauche montre au niveau du passage à stratification régulière un épaississement qui marque "l'aval" du glissement. Le glissement de droite montre des bancs dont la stratification est de moins en moins troublée au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers la gauche. Nous pensons qu'à l'origine la surface sous-marine se présentait sous la forme d'une cuvette sur les flancs de laquelle deux glissements se sont déclenchés à des époques différentes, tous deux venant buter sur les vases du fond de la cuvette, restées stables.

Deux types de structure se rencontrent habituellement dans les niveaux glissés du Séquanien inférieur : la structure oblique et la structure boudinée complexe. Les niveaux glissés de ce dernier type se comportent de façon particulière vis-à-vis de l'érosion; celle-ci découpe normalement en creux (au-dessus du ressaut de la barre rauracienne) le Séquanien inférieur à stratification régulière. Par contre, lorsque les bancs du Séquanien inférieur sont affectés de structures de glissement boudinées complexes, l'érosion les respecte; ils prolongent alors la barre rauracienne, du point de vue topographique. Il est permis de penser que l'intrication des bancs détermine une résistance à l'érosion supérieure à une stratification régulière.

Nous avons vu que ces structures boudinées complexes étaient dues à un rajustement des bancs les uns sur les autres lors du glissement, chacun d'eux ayant réagi de façon indépendante en fonction des pressions qu'il subissait; les structures obliques provenaient d'un morcellement de la masse sédimentaire

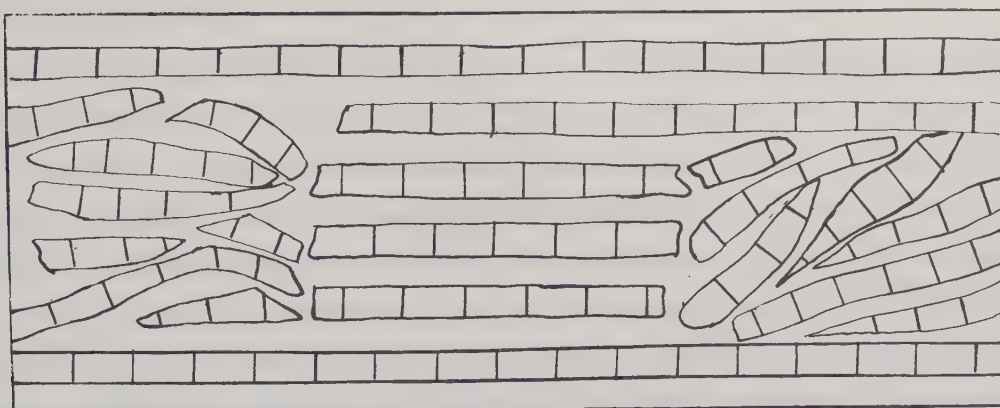


Fig. : 11 couches glissées d'épaisseur différente et d'âge différent.

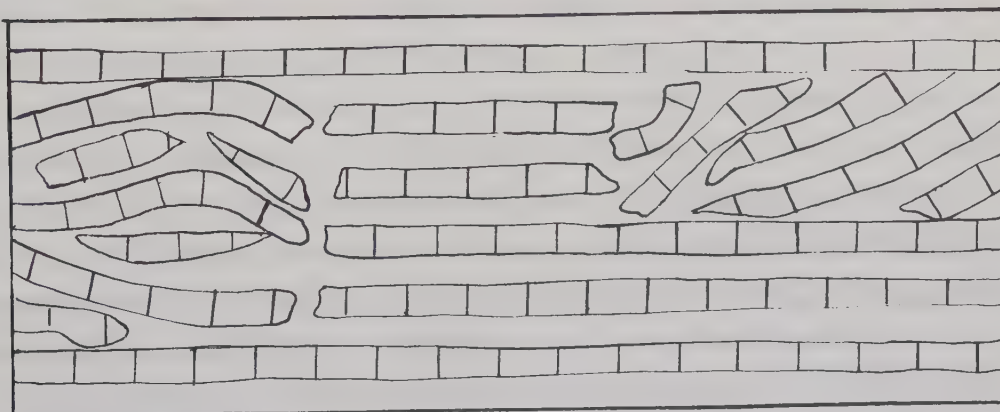


Fig. 12 couches glissées d'épaisseur différente et de même âge.

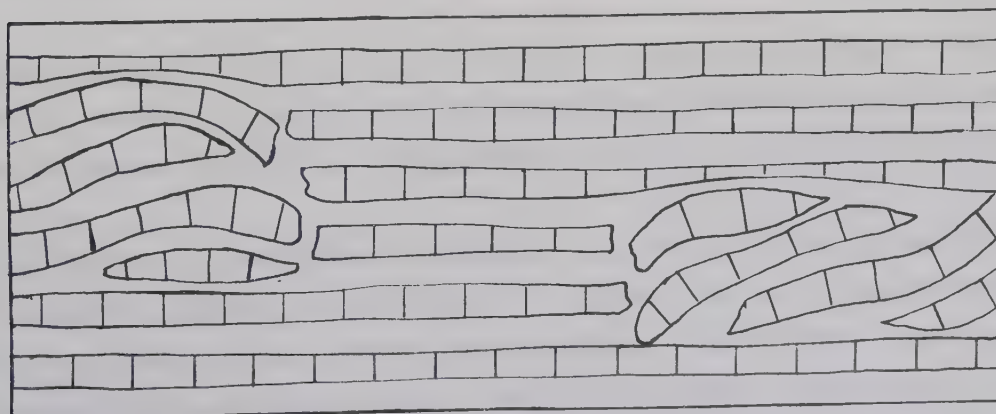


Fig. 13 couches glissées de même épaisseur et d'âge différent (cas de la photographie N° 3).

en panneaux dont les mouvements étaient sous la dépendance des forces qui s'exerçaient sur chacun d'eux.

Les niveaux glissés dans lesquels on n'observe que des structures boudinées complexes ont une épaisseur de 2 à 10 m. Les structures obliques ne sont visibles en général que dans des niveaux glissés épais de 4 à 5 m au minimum. Il est courant d'observer des passages latéraux répétés de l'une à l'autre structure, fréquents surtout dans les niveaux les plus épais. En effet, si les bancs des panneaux sont fortement redressés, ils peuvent subir des forces ^{trop} importantes pour rester cohérents et se rajustent les uns sur les autres. On obtient ainsi des structures boudinées complexes, d'aspect à peu près identique à celles obtenues par un rajustement sub-horizontale des bancs les uns sur les autres.

Nous n'avons jamais observé au mur du niveau glissé de surfaces d'érosion mais parfois des traces de frottement ou même des bancs glissés dont la base est légèrement enfoncée dans le mur (cf. fig. 7, page : 21).

Les distances parcourues par tous ces niveaux glissés au cours de leur mouvement restent faibles. Les relations latérales entre niveaux glissés et niveaux à stratification régulière montrent que le déplacement varie de quelques dizaines de centimètres pour les niveaux les moins épais et les moins étendus (à structure boudinée complexe uniquement) à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres pour les niveaux les plus épais et les plus étendus.

Il faut noter que les surfaces de glissement sont situées à peu près au même niveau stratigraphique, au contact de la barre rauracienne, dans la zone de passage (épaisse de 2 à 3 m) du faciès Rauracien calcaire au faciès Séquanien; dans cette zone apparaissent et s'affirment des interlits marneux de plus en plus épais.

La possibilité pour les glissements de remanier un nombre plus ou moins important de couches de cette zone de transition n'entraîne pour la position stratigraphique de la surface de glissement que des variations de peu d'amplitude.

La présence de panneaux d'épaisseur égale à celle du niveau glissé prouve que les horizons glissés les plus épais ne peuvent en aucun cas être considérés comme le remplissage d'une cuvette topographique. Elle prouve aussi que même dans les niveaux glissés les plus épais, nous n'avons jamais affaire qu'à un seul glissement et non à plusieurs niveaux glissés directement superposés.

Ces observations nous indiquent donc que le moment où s'est effectué

le glissement est lié à l'épaisseur du niveau glissé; les niveaux les plus épais sont le fait des glissements les plus récents.

Notons enfin qu'à l'ouest de Die il est parfois possible d'observer une pseudo-brèche de 50 cm à 3 m d'épaisseur à la place des structures de glissement habituellement rencontrées. Cette pseudo-brèche, à élément anguleux et ciment calcaire et marneux rare, est notablement visible à l'est de Sainte-Croix (dans l'affleurement qui se trouve au point de coordonnées Lambert : x : 834,350, y : 278,450).

On peut considérer que les glissements se sont produits pendant toute la première moitié du Séquanien inférieur sur une surface de glissement située dans la zone de transition peu épaisse entre les faciès rauraciens et les faciès séquaniens. Ces glissements n'étant pas synchrones, il est exclu que leur formation soit le fait d'un unique tremblement de terre qui aurait déclenché des glissements simultanés sur toutes les pentes sous-marines de la "fosse" vocontienne. On peut supposer que le déclenchement est dû à l'influence de la gravité sur les pentes fortes, et peut être à l'impulsion d'ébranlements localisés provoqués par des mouvements du fond (saccades de la subsidence par exemple) sur les pentes plus faibles. Ces ébranlements n'auraient pas dissipé des énergies très grandes car celles-ci auraient alors causé des changements d'état plus prononcés dans les boues. Or, la conservation du feuilletage et du litage originels et les faibles variations d'épaisseur de chaque niveau glissé indiquent que les vases argilo-calcaires se sont comportées comme des corps à l'état plastique ou parfois à l'état de "fausse thixotropie", les vases calcaires s'étant comportées comme des corps à plasticité limitée. Par contre, des énergies fortes auraient certainement déclenché des mouvements à l'"état liquide" (plus ou moins pâteux), ce qui impliquerait une perte plus importante de la texture originelle et des variations d'épaisseur rapides (biseautage) aux extrémités des niveaux glissés.

L'absence de "slumpings" dans la deuxième moitié du Séquanien inférieur indique un adoucissement des pentes combiné ou non avec un arrêt des ébranlements du fond.

- Séquanien supérieur, Kiméridgien inférieur.

Ces terrains sont formés de bancs calcaires lités de 10 à 20 cm d'épaisseur et d'interlits marneux d'épaisseur équivalente qui tendent à diminuer

d'épaisseur puis à disparaître dans le Kiméridgien inférieur.

Nous n'avons pratiquement pas observé de structures de glissement sauf à 1 km au nord de la Piarre à droite et à gauche de la D.27 (Le village de la Piarre est situé à l'ouest d'Aspremont)

La présence de pseudo-brèches dans le Kiméridgien inférieur reste possible mais l'imprécision de la stratigraphie les fait alors attribuer au Tithonique.

-Kiméridgien supérieur, Portlandien, Berriasien inférieur.

Ces étages, de faciès sensiblement identiques forment ce qu'on a coutume d'appeler la barre tithonique. Les niveaux pseudo-bréchiques et pseudo-conglomératiques y sont nombreux, variant suivant les coupes de 2 à 4 ou 5. Nous n'avons effectué aucune étude systématique de ces niveaux tithoniques. Nous en avons trouvé sur toute l'étendue de la "fosse" vocontienne mais une étude détaillée mettrait peut-être en évidence une certaine répartition statistique tant stratigraphique que géographique.

Ces niveaux tendent à prouver que les fonds sous-marins du Tithonique étaient caractérisés par les pentes fortes. Il n'est pas impossible que le déclenchement des glissements ait été favorisé par des ébranlements du fond. (Voir chapitres VII et VIII).

- Berriasien supérieur.

Il est appelé couramment "Berriasien marneux" par opposition au Berriasien inférieur calcaire; sa limite inférieure coïncide, pour les cartographes, avec l'apparition des interlits marneux. Nous adopterons cette limite, même si elle n'est pas tout à fait conforme aux données paléontologiques, car elle est relativement facile à placer. Les interlits marneux augmentent d'épaisseur quand on monte dans la série tandis que décroît celle des bancs calcaires. Par contre, la composition chimique des calcaires et des marnes reste relativement constante dans tout le Berriasien supérieur.

Le Berriasien supérieur se caractérise par la variété de ses structures de glissement. En effet, pratiquement, tous les types de structures décrits dans le chapitre II s'y rencontrent. Ils observent d'ailleurs une sorte de classement stratigraphique et apparaissent sous la dépendance des variations

d'épaisseur des marnes et des calcaires.

A la base de l'étage, où des interlits marneux de 5 à 10 cm séparent des bancs calcaires de 60 cm à 1 m, on observe des structures pseudo-bréchiques et pseudo-conglomératiques à ciment calcaire, marneux par place. Les pseudo-conglomérats à ciment marneux de plus en plus abondants peuvent se rencontrer jusqu'au sommet du Berriasien supérieur. Un peu plus haut, dans un faciès à peu près identique, apparaissent les structures boudinées complexes et, à peu près en même temps, les structures amygdalaires complexes. Les structures boudinées complexes affectent des niveaux dont les interlits marneux sont généralement plus minces (5 à 15 cm environ) que ceux des niveaux à structure amygdalaire complexe. Par contre, cette dernière structure - quand les interlits marneux sont assez importants (20 à 30 cm) - se rencontre dans des niveaux dont les bancs calcaires sont plus épais (1 m et plus).

Ensuite apparaissent les structures obliques (bancs calcaires de 30 à 50 cm et interlits marneux de 20 cm). Enfin, dans toute la moitié supérieure du Berriasien marneux, dans laquelle l'épaisseur des bancs calcaires varie de 20 à 30 cm et celle des interlits marneux de 10 à 25 cm, il est possible d'observer des structures plissées simples ou complexes (rares), des structures boudinées simples, mais surtout des structures plissées et laminées.

Le schéma reste évidemment artificiel car la diminution d'épaisseur des calcaires et l'augmentation d'épaisseur des marnes ne s'effectuent pas de façon parfaitement continue et sont susceptibles de variations en fonction de la position géographique.

Au Berriasien supérieur, la composition chimique des calcaires et des marnes reste à peu près constante de la base de la série au sommet. Les variations d'épaisseur des bancs calcaires et des interlits marneux déterminent les différents types de structure de glissement qui évoluent ensuite en fonction du déplacement.

- Valanginien.

Dans les terrains argilo-calcaires du Valanginien nous n'avons observé aucun glissement.

Le Valanginien supérieur montre souvent dans le nord de la "fosse" vocontienne des niveaux caractérisés par une alternance de calcaires gréseux à patine rousse et cassure gris-bleu en plaquettes de 2 à 3 cm d'épaisseur et de marnes

de 4 à 5 cm. Il est possible parfois d'observer des bancs de calcaires gréseux de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces niveaux présentent souvent une sorte de stratification entrecroisée qui n'a pas les traits d'une véritable stratification entrecroisée car les feuillets sont certes fortement inclinés par rapport à la stratification des couches encaissantes (30° environ) mais restent à peu près rectilignes. (Dans une véritable stratification entrecroisée, les feuillets tendent à être asymptotes à leur mur et à recouper leur toit sous un angle fort). La présence de plusieurs niveaux directement superposés, dont les feuillets ont des orientations différentes, incline à penser que ces structures valanginiennes sont le fait de courants et non de glissements synsédimentaires. Mais il arrive qu'au sein de ces niveaux, on puisse observer des structures de glissement (couches contournées en forme de rouleaux) dues justement à la forte inclinaison des feuillets. Ces phénomènes sont visibles par exemple tout au long de la rive droite du ruisseau d'Aiguebelle entre Volvent et Chalancon (feuille au 1/50.000° Dieulefit) et sur la gauche de la route de la Beaume à Montbrand (feuille au 1/50.000° Luc-en-Diois) avant le lieu dit le Collet.

Malgré l'observation de ces phénomènes bien particuliers, on peut affirmer que le Valanginien se caractérise par l'absence de structures de glissement. Les mouvements du fond devaient être lents et peu importants, les pentes ainsi créées étant nivelées au fur et à mesure par les apports, ce qui ne permettait pas d'atteindre les inclinaisons nécessaires au déclenchement des glissements; l'activité séismique devait également être nulle. Nous reviendrons à la fin de notre étude sur les causes de cette régularité de la stratification.

- Hauterivien.

A l'Hauterivien, les bancs calcaires mesurent en général de 20 à 40 cm d'épaisseur et les interlits marneux de 10 à 30 cm. Les structures de glissement y sont abondantes. Les deux structures les plus fréquemment rencontrées sont les structures boudinées simples et surtout les structures plissées et laminées. Les premières ne sont d'ailleurs qu'exceptionnellement identiques à la structure type décrite au chapitre II, celle-ci correspond au cas particulier d'une structure due uniquement à des forces de tension et prend naissance à l'"amont" des glissements. Celles que nous observons dans l'Hauterivien ont subi généralement des forces de tension et des forces de compression qui ont causé des étirements et des déformations; elles correspondent soit à la partie

"amont" d'un glissement, soit à un glissement de faible déplacement. La structure plissée et laminée présente des aspects différents suivant l'ampleur du déplacement. La valeur de celui-ci n'est déterminable que lorsque les relations entre l' "amont" du niveau glissé et les bancs restés stables sont visibles, ce qui est relativement rare. Lorsque le déplacement est faible (de l'ordre de la dizaine de mètres) la structure est nette (voir la photographie 16 représentant un niveau glissé de l'Hauterivien situé sur la droite de la N.P. 94 après Montclus en allant vers l'Epine, 200 à 300 m avant le lieu dit le Peyre). Lorsque le déplacement s'accroît, la structure devient confuse du fait de l'abondance des étirements et des morcellements des bancs calcaires. A la limite, on observe des fragments de bancs disposés de façon apparemment anarchique au sein d'un ciment marneux; cette structure se rapproche fort de la structure pseudo-conglomératique dont nous ne connaissons pourtant pas d'exemple caractéristique dans l'Hauterivien de la fosse vocontienne.

Dans l'Hauterivien supérieur, l'épaisseur des bancs calcaires augmente parfois fortement. Il est courant d'observer alors des structures boudinées complexes ou amygdalaires complexes, tandis que disparaissent les structures plissées et laminées.

- Barrémo-Bédoulien.

Ces deux étages ayant des faciès à peu près équivalents (alternance de bancs calcaires de 50 cm à 1,20 m d'épaisseur et de marnes de 10 à 30 cm) nous grouperons l'étude de leurs structures de glissement. Les plus couramment rencontrées sont les structures amygdalaires complexes et les structures boudinées complexes. Suivant l'ampleur du déplacement, ces structures présentent une abondance plus ou moins grande d'étirements et de ruptures. Lorsque ce déplacement atteint une centaine de mètres (chiffre arbitraire donné pour indiquer un ordre de grandeur), les bancs se morcellent en fragments plus ou moins arrondis et abondamment fissurés (Photographies 19 et 20). Des déplacements plus importants permettent la formation de pseudo-conglomérats comme ceux qu'il est possible d'observer dans le Barrémien de la coupe de Montclus. Ils sont d'ailleurs rares dans la "fosse" vocontienne.

Les épaisseurs relatives des bancs calcaires et des marnes varient parfois dans des proportions notables en fonction de la situation géographique.

Ainsi le Barrémien inférieur se caractérise-t-il dans la région de Valdrôme par des bancs calcaires assez minces de 30 à 40 cm d'épaisseur et des interlits marneux de 10 à 20 cm. Aussi a-t-on la possibilité d'observer dans le ravin de Villard au nord de Valdrôme (dans un affleurement situé au point de coordonnées Lambert : x : 857,650 - y : 250,700) de magnifiques structures plissées et laminées. Si les structures boudinées complexes se rencontrent aussi bien dans des faciès à interlits marneux minces que dans ceux à interlits plus épais, les structures amygdalaires complexes ne se rencontrent que dans les faciès du Barrémo-Bédoulien à interlits marneux épais (30 cm).

VII - REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES GISEMENTS SYNSEDIMENTAIRES

Comme nous l'avons déjà indiqué au chapitre I, nous avons différencié des zones dites "calmes" et des zones dites "troublées". Sur la carte au 1/200.000°, les limites des zones troublées - quand elles sont basées sur un nombre suffisant d'observations - sont représentées au moyen de figurés disposés de façon régulière. Des points d'interrogation marquent par contre les limites tracées à partir d'observations insuffisantes (manque d'affleurements).

Nous devons pourtant corriger ce que cette notion de zone troublée comporte de trop schématique pour la conception de la répartition géographique des glissements synsédimentaires; en effet, au sein même des régions dites troublées, existent des zones où les glissements présentent des paroxysmes tant par leur fréquence que par leur épaisseur.

Nous effectuerons donc une étude détaillée de la répartition des glissements dans le but de compléter et de préciser les traits généraux que nous avons portés sur nos cartes.

- Séquanien inférieur.

Les horizons glissés se rencontrent au sein d'une zone très allongée

s'étendant du Nord-Ouest de Die au Sud-Est de Serres et orientée Nord-Ouest-Sud-Est; un diverticule mal délimité descend vers Chalancon et Villeperdrix et se termine au Nord-Ouest de Rémuzat. Sur les feuilles au 1/50.000° Luc-en-Diois et Dieulefit, la bordure sud de la zone dessine un V renversé, mais la rareté relative des affleurements séquanien nets, dans le triangle La Charce, Bellegarde-en-Diois, La Motte-Chalancon et dans le Nord de la carte de Serres ne permet pas de considérer cette limite comme certaine.

- Dans l'Est du territoire étudié (carte au 1/50.000° Laragne), les niveaux glissés disparaissent à peu près totalement; un seul affleurement permet l'observation d'une structure de glissement.

- Dans le centre de notre terrain d'étude, le Séquanien diminue parfois d'épaisseur, notamment dans la région de la Piarre (Sud de la carte au 1/50.000° Luc-en-Diois) mais garde son faciès typiquement vocontien.

Plus au Sud (feuilles Séderon et Sisteron) le Séquanien ne présente plus de structures de glissement.

- Le Nord et l'Est de la feuille Die ainsi que la moitié Nord et Est de la feuille Luc-en-Diois montrent un bon nombre d'affleurements séquaniens réguliers qui permettent de tracer avec précision les limites de la zone troublée.

- La rareté des affleurements dans la partie Ouest du territoire étudié ne permet pas d'y tracer avec certitude la limite de la zone troublée; l'évolution de l'épaisseur et de la fréquence des glissements, dans l'Ouest de la zone troublée, semble pourtant confirmer l'emplacement de cette limite.

Il apparaît donc que, par suite de bonnes conditions d'observations, les limites de la zone troublée ont pu être tracées avec une précision satisfaisante. Au sein de cette zone, les épaisseurs les plus fortes des niveaux glissés s'observent à l'Ouest de la feuille au 1/50.000° Die, dans les régions de Pontaix (cirque de Barsac), de Montmaur-en-Diois (affleurements situés aux points de coordonnées Lambert : x : 840,550, y : 271,000; x : 837,750, y : 268,600; x : 837,950, y : 266,200.) et de Rimon et Savel (x : 837,650, y : 266,300; x : 836,300, y : 267,750). L'épaisseur des glissements représente alors le tiers voire la moitié du Séquanien inférieur - Même dans ces niveaux épais, nous n'avons jamais trouvé de glissements continus de plus d'un kilomètre de longueur.

- Tithonique.

brèches et pseudo-

Les pseudo-conglomérats du Tithonique n'ont pas été étudiés du point de vue de leur répartition géographique. Ils existent sur toute l'étendue de la "fosse" vocontienne, mais une étude précise ferait peut-être apparaître des zones privilégiées tant par la fréquence que par l'extension de ces formations.

- Berriasien supérieur.

Le Berriasien supérieur se caractérise par la présence de glissements synsédimentaires sur tout le terrain étudié. Il n'est guère de coupe dans laquelle ne se manifeste l'existence d'au moins un niveau glissé. Dans le Nord de notre territoire d'étude, une zone de faible étendue permet l'observation de "slumpings" extrêmement abondants. Dans le reste de la région vocontienne, ceux-ci sont bien moins abondants et sont répartis de façon à peu près uniforme. En se basant sur cette grande différence de fréquence il a été possible de délimiter une zone "extrêmement troublée."

Dans cette zone troublée, la plus grande fréquence de niveaux glissés s'observe au centre et au nord de la feuille au 1/50.000^e Die. Dans la région de Saillans notamment, le Berriasien tout à fait supérieur est perturbé, presque sans interruption, sur une soixantaine de mètres de hauteur, par des niveaux glissés alternant avec de rares passages à stratification régulière. Au sein d'un même affleurement, les "slumpings" passent latéralement à des bancs calmes, puis reprennent. Il est donc exclu que ces horizons troublés soient le fait d'un seul glissement remaniant une forte épaisseur de sédiments; ils sont dûs à une succession de plusieurs glissements directement superposés les uns sur les autres ou se remaniant parfois l'un l'autre. Il est relativement difficile de retrouver dans cette zone la répartition stratigraphique des structures présentée au chapitre précédent. L'importance des remaniements interdit souvent de classer une structure dans un type déterminé et tend à une homogénéisation de leurs aspects.

Plus à l'Est, la fréquence des glissements dans la zone troublée diminue progressivement. Ainsi au Nord de Sainte-Croix (le long de la D 129), il est possible d'observer plusieurs affleurements montrant des niveaux glissés séparés par des passages à stratification régulière plus épais que ceux de la région de

Saillans. Le même phénomène s'observe vers le Sud de la carte Die, notamment le long de la D. 135 entre Espenel et Saint-Benoit-en-Diois.

Plus à l'Est (Ouest de la carte Luc-en-Diois), la fréquence des niveaux troublés décroît encore. Les coupes du Berriasien supérieur ne montrent plus que 2 à 3 niveaux glissés (ex. coupe le long de la D 61 au Sud de Jonchères). Enfin, au Sud (la Charce) et à l'Est (la Haute Beaume) de la carte de Luc-en-Diois, il est possible d'observer un certain nombre de coupes du Berriasien supérieur à stratification régulière.

On peut donc affirmer que pendant le Berriasien supérieur jouaient dans la "zone troublée" des conditions favorables à des séries de glissements locaux, indépendants les uns des autres. Les limites de cette zone troublée ont pu être tracées avec précision, sauf vers le Nord-Ouest où le Berriasien n'affleure plus.

- Hauterivien .

Sur la carte au 1/200.000°, nous avons représenté par des figurés différents le tracé des limites des zones troublées de l'Hauterivien inférieur et de l'Hauterivien supérieur; celles-ci coïncident sensiblement, excepté pour les parties Sud-Est et Sud-Ouest des zones troublées. Notons que la délimitation de ces zones troublées se heurte souvent, à l'Hauterivien, aux mauvaises conditions d'observation des affleurements.

Au sein de la zone troublée la répartition des niveaux glissés n'est pas uniforme. Certaines localités présentent des paroxysmes tant dans la fréquence que dans l'épaisseur et l'extension des niveaux glissés. Ainsi la région de Serres (coupe du Buech au nord de Serres) et Montclus (près de Serres) est remarquable par l'abondance des niveaux glissés qu'il est possible de suivre sur plusieurs centaines de mètres; ceux-ci passent latéralement à des bancs à stratification régulière ou sont ensuite masqués par la végétation. Le long du Torrent de la Combe, au sud de Montclus, nous avons observé sur plusieurs kilomètres une série de niveaux glissés discontinus de l'Hauterivien inférieur. Les affleurements de l'Hauterivien supérieur étant masqués par la forêt, il n'est pas possible de connaître l'extension vers le sud de la zone troublée de Montclus. Vers l'Est, peu après Serres, l'Hauterivien n'est plus visible. Vers l'Ouest, les irrégularités se calment à quelques kilomètres de Montclus.

La région de Villebois-les-Pins (sud de la carte au 1/50.000° Serres)

montre aussi des niveaux glissés abondants. Dans plusieurs affleurements (situés aux points de coordonnées Lambert : x : 861,750 , y : 230,650; x : 859,200, y : 229,500; x : 859,600, y : 229,750), il est possible de retrouver plusieurs niveaux glissés aux mêmes niveaux stratigraphiques. Nous ne pouvons affirmer que ces niveaux ^{glissés} sont continus d'un affleurement à l'autre. Il nous a pourtant été possible de les suivre (notamment dans le premier affleurement cité) sur près d'un kilomètre; ils disparaissent ensuite sous la forêt ou les éboulis. Notons que nous n'avons jamais observé un passage latéral de ces niveaux glissés à des bancs à stratification régulière.

La région de Verclause (Ouest de la carte Serres) permet l'observation d'un certain nombre de niveaux glissés; la régularité de la stratification de l'Hauterivien se rétablit à quelques kilomètres à l'Est et au Nord du village.

La région de Sisteron montre au-dessus d'un Hauterivien inférieur d'épaisseur normale et à stratification régulière un Hauterivien supérieur d'épaisseur réduite riche en niveaux glissés.

Le triangle de Luc-en-Diois, Lesches-en-Diois, Beaumont-en-Diois offre aussi à l'observation une grande abondance de niveaux glissés, mais ceux-ci ont généralement des dimensions restreintes (quelques dizaines de mètres)

Vers le Sud de notre terrain d'étude, le passage aux dépôts plus épais de la Montagne de Lure se caractérise par l'absence de niveaux glissés; ceux observés au sud-est de Valbelle (Sud de la carte au 1/50.000° Sisteron) passent très vite à des assises régulièrement stratifiées. Cette disparition coïncide avec l'épaississement de l'Hauterivien.

- En conclusion, on peut affirmer que la répartition des glissements au sein de la "zone troublée" n'est pas uniforme. Ils se rencontrent surtout dans un certain nombre de localités privilégiées séparées par des terrains relativement pauvres en glissement. La limite de la "zone troublée" que nous avons tracée englobe simplement l'ensemble des localités riches en niveaux glissés. Le reste du terrain étudié se caractérise par la rareté extrême des niveaux glissés et souvent par leur absence totale.

- Barrémien.

Les niveaux glissés se rencontrent dans un certain nombre de zones très localisées et très difficiles à délimiter du fait des mauvaises conditions d'observation des affleurements; ils sont alors extrêmement abondants et étendus. C'est le cas notamment des régions de Serres - Montclus - Montjay, de Verclause-Lemps (Ouest de la feuille de Serres), de Lachau-Fourres (Est de la feuille Séderon) et de Sisteron. Cette sernière région se caractérise par la réduction extrême de l'épaisseur du Barrémien.

Entre ces zones de paroxysmes, les glissements sont moins fréquents; ils sont extrêmement rares ou même inexistants à l'extérieur de la zone "troublée" tracée sur la carte. La délimitation de cette zone se heurte d'ailleurs à un certain nombre de difficultés. Au Nord, notamment dans la région de Lesches-en-Diois, et au Sud (centre de la feuille Séderon), la bonne densité des observations permet de tracer une limite nette et certaine entre les zones "troublées" et "calmes". Par contre, à l'Est, cette limite est moins précise et moins assurée car le nombre et la qualité des observations ont été moins grands. A l'Ouest les terrains du Crétacé inférieur n'affleurent plus.

- Bédoulien.

En fait, la grande zone troublée du Bédoulien est une juxtaposition de deux zones troublées, celle de Serres-Montclus et Rosans-Montguers, riches en glissements synsédimentaires. Une troisième zone, mal délimitée, est située dans la région même de Sisteron où le Bédoulien présente une réduction d'épaisseur notable qui coïncide avec une reprise importante des glissements synsédimentaires. On observe aussi, notamment dans la vallée de la Méouge, un Bédoulien à stratification irrégulière qui montre, en dehors de structures de glissements caractéristiques (courbure des bancs et ruptures abondantes), des bancs biseau-tés affectant même des formes lenticulaires. Chacun de ces bancs dont la surface supérieure et inférieure est irrégulière, reste sensiblement rectiligne. Nous pensons que ces formations particulières sont dues à l'action de courants sous-marins troublant la sédimentation. Les dépôts ont pu ensuite glisser ou rester stables.

VIII - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Nous avons noté que, dans la partie sud du territoire étudié : (vers la Montagne de Lure), la disparition des niveaux glissés coïncidait avec l'apparition de dépôts plus épais. Cette absence de glissement indique que, dans ces zones à sédimentation abondante, les pentes étaient insuffisantes pour permettre le déclenchement du mouvement. Il paraît plausible de penser que les "bossellements" dus à des mouvements de fond ont pu être annihilés par l'inégale répartition des apports, au fur et à mesure de leur formation : les cuvettes jouaient le rôle de "pièges à sédiments" tandis que les dépôts étaient moins abondants sur les rides embryonnaires. Le processus de sédimentation de ces apports abondants, mais relativement fins, susceptibles de déplacements importants, et sensibles à l'influence des courants lents qui ont pu balayer le fond, permet de concevoir un tel nivellement. (Il ne faut surtout pas confondre ce processus de sédimentation avec celui des dépôts estuariens, abondants et en général plus grossiers; ceux-ci, amenés par un courant de direction donnée, se déposent rapidement au front du talus estuarien, créant ainsi des pentes importantes).

Pour nous, la présence de pentes sous-marines fortes est sous la dépendance de la rapidité des mouvements du fond et de l'abondance des dépôts sédimentaires. Dans certaines zones, les déformations du fond sous-marin sont trop rapides pour être nivelées par les apports, ce qui favorise la création de pentes permettant le déclenchement du glissement. Si les mouvements du fond sont très rapides, les glissements peuvent être observables même au sein de dépôts épais (exemple : "slumpings" du Crétacé supérieur signalés par B. Porthault. Communication orale).

Nous avons vu aussi que, suivant la nature et la granulométrie des sédiments, la pente nécessaire devait être plus ou moins forte. Il n'est donc possible de comparer les pentes sous-marines que pour des sédiments identiques.

Lors de l'étude chimique, nous avons montré que la présence de glissements sous-marins n'est pas liée dans le Crétacé inférieur aux variations de la composition chimique de la série, ce qui souligne l'influence prépondérante des variations de la pente sous-marine.

Les conclusions paléogéographiques seront surtout comparatives. Le comportement du fond sous-marin suivant les régions, pourra être étudié dans chaque étage, à condition que le faciès reste constant quelles que soient les variations d'épaisseur; nous pourrons aussi comparer les fréquences des glissements pour les étages dont les faciès paraissent à peu près semblables.

Dans nos conclusions nous évoquerons surtout les variations des pentes sous-marines car nous pensons que leur influence dans le déclenchement des glissements est prépondérante. Comme nous l'avons déjà indiqué lors de l'étude des pseudo-brèches, nous pensons que même dans le Tithonique, les séismes n'ont pu, par leur seul effet, remettre en suspension sous forme de grumeaux une partie plus ou moins importante des sédiments. Nous ne nions pas l'influence possible d'ébranlements locaux - que ceux-ci aient été provoqués par des séismes ou des saccades la subsidence ou encore des mouvements orogéniques embryonnaires - mais nous estimons qu'ils n'ont pu déclencher le glissement des sédiments fraîchement déposés, que sur des pentes suffisamment fortes.

Enfin, nous tenons avant de conclure à réfuter l'hypothèse selon laquelle l'absence des niveaux glissés dans les "terres noires" et l'Argovien serait le fait d'une non-fossilisation des structures de glissements, par suite d'une remise en suspension des sédiments glissés. Un tel phénomène impliquerait l'existence de niveaux dont l'aspect confus trancherait avec la régularité du feuilletage des couches encaissantes. De plus, la présence de bancs calcaires au sommet du Bathonien supérieur, au Callovien moyen et surtout à l'Argovien permettrait de repérer toute irrégularité de la stratification due à un glissement; elle se traduirait par une abondance d'éléments calcaires de formes irrégulières ou arrondies, disposés de façon anarchique, pour tout "écoulement" de type pseudo-conglomératique.

- Au Bathonien moyen et supérieur, au Callovien, à l'Oxfordien et à l'Argovien, la fosse vocontienne joue le rôle d'un bassin très subsident dans lequel se déposent des sédiments argilo-calcaires abondants. L'absence de "slumpings" indique qu'il n'existait pas de pentes sous-marines fortes permettant le glissement des marnes. Les mouvements du fond (s'il y en avait) devaient être relativement lents, et la sédimentation abondante nivelait les irrégularités au fur et à mesure de leur formation.

La présence de "convolute laminations" dans les bancs calcaréo-gréseux du

sommet du Bathonien indique que les pentes, insuffisantes pour le glissement des vases argilo-calcaires, permettaient tout de même les glissements des vases calcaréo-argileuses, à quartz abondant, moins cohérentes.

- La barre "rauracienne", (Argovien terminal, Séquanien basal) , est due à une sédimentation calcaire relativement peu abondante. Nous n'y avons observé aucune structure de glissement caractérisée. Il est intéressant de comparer les conditions de dépôts du Rauracien avec celles du Tithonique dont le faciès est sensiblement équivalent. Nous verrons qu'au Tithonique l'abondance des structures d'"écoulement" implique l'existence de pentes fortes qui n'existent donc pas au Rauracien. Les mouvements du fond ont dû être, au Rauracien, beaucoup plus lents et d'amplitude plus faible que ceux du Tithonique.

- Le Séquanien inférieur se caractérise au contraire par la présence fréquente à la base de l'étage d'un niveau glissé plus ou moins épais. Les glissements se sont produits pendant toute la première moitié du Séquanien inférieur. Ils se rencontrent dans une zone allongée, orientée Nord-Est Sud-Est, parfaitement délimitée. L'extension horizontale modérée de ces glissements et leurs "moments" différents ne permettent pas de considérer cette zone comme le témoin d'une pente sous-marine continue. Nous pensons plutôt à une zone dans laquelle les mouvements du fond ont créé une série de talus et de cuvettes sur les pentes desquelles des glissements se sont produits à différents moments du Séquanien inférieur. À l'extérieur de cette zone, on n'observe plus de glissements, ce qui indique des pentes plus faibles et des mouvements du fond beaucoup moins importants.

Notons que dans l'Est du territoire étudié (feuille au 1/50.000° Laragne), la disparition des niveaux glissés du Séquanien inférieur coïncide avec un changement de faciès du Rauracien; celui-ci ne se présente plus comme une barre calcaire en ressaut dans la topographie mais forme avec le Séquanien un ensemble, caractérisé sur 80 à 100 m de hauteur, par une alternance de bancs calcaires de 30 à 50 cm d'épaisseur et d'interlits marneux de 10 à 20 cm. Nous n'avons pu expliquer cette coïncidence et pensons qu'elle risque d'être fortuite.

- La disparition (à quelques exceptions près) des glissements dans la deuxième moitié du Séquanien inférieur et dans le Séquanien supérieur indique un adoucissement général du relief sous-marin, donc un arrêt des mouvements du fond.

- Le changement de la nature des sédiments (calcaires lités) ne permet pas

d'affirmer que cet arrêt des mouvements du fond se soit poursuivi au Kiméridgien inférieur. Tout au plus peut-on souligner que les mouvements du fond étaient bien moins importants qu'au Tithonique.

- Au Kiméridgien supérieur, Tithonique, Berriasien inférieur, l'abondance des pseudo-brèches et pseudo-conglomérats permet de concevoir un fond sous-marin extrêmement irrégulier, avec de nombreux talus d'extension modérée, mais assez fortement inclinés pour permettre le glissement des sédiments. La présence de plusieurs niveaux glissés dans la série indique l'existence de mouvements du fond créant à plusieurs reprises des pentes favorables aux glissements.

- Au Berriasien supérieur, nous avons observé, dans une zone bien délimitée située au nord du territoire étudié, une abondance extrême de niveaux glissés, qui affectent parfois, dans l'Est de cette zone, la quasi-totalité de la série. Dans la région de Marignac, la présence de sédiments néritiques apportés par des courants de boue (cf. C. Alliot, J. Flandrin, M. Moullade, 1964) révèle l'existence, au nord de notre terrain d'étude, de fonds sous-marins relativement peu profonds. (Ces niveaux graveleux se rencontrent, quoique moins fréquemment, jusque dans la région de Saint-Benoit en Diois et dans la partie Nord et Est de la carte au 1/50.000^e Luc-en-Diois). L'abondance des glissements dans la zone "troublée" nous conduit à penser qu'au Berriasien supérieur, un talus descend des régions à faciès néritiques situées plus au Nord, vers les régions à faciès plus profonds de la "fosse" vocontienne. Ce talus, de moins en moins marqué vers le Sud-Est, finit par disparaître; présent pendant tout le Berriasien supérieur, il n'existe plus au Valanginien.

En dehors de cette zone "troublée", il est possible d'observer un certain nombre de niveaux glissés dont la répartition est à peu près uniforme sur tout le terrain étudié. Il n'existe donc pas de zone privilégiée, même restreinte, identique à la précédente. On peut considérer que le fond sous-marin était affecté de mouvements qui créaient, de temps à autre, les conditions favorables aux glissements.

- Au Valanginien, l'absence de glissement laisse supposer un fond sous-marin à pentes beaucoup plus douces; les mouvements du fond, (s'il y en avait) restaient lents et limités. Au Valanginien, on note donc une nette tendance à la "régularisation" du fond sous-marin.

- A l'Hauterivien des mouvements du fond provoquent en divers points de la "fosse" vocontienne (région de Luc-en-Diois - Lesches-en-Diois, de Serres-Montclus, Verclause, Villebois-les-Pins, Sisteron) des pentes fortes propices aux glissements. Il est très difficile (sauf pour la région de Sisteron que nous étudierons plus en détail ci-après de savoir si ces pentes fortes correspondent à des rides ou à des cuvettes. Autour de ces zones privilégiées, les glissements sont beaucoup plus rares. Les mouvements du fond, relativement importants, étaient donc très localisés.

- Au Barrémien, la rapidité des changements de faciès (faciès pélagique et faciès organo-détritique), les manifestations fréquentes de courant sous-marins (notamment dans la partie Nord et Nord-Est de la feuille au 1/50.000° Die, dans la région de Saint-Auban, et dans la vallée de la Méouge) indiquent que la sédimentation, troublée par des courants, s'effectue sur un fond sous-marin extrêmement irrégulier (cf. la photographie 22 représentant un chenal d'érosion situé près de Verclause). Les mouvements du fond sont toujours localisés dans un certain nombre de zones privilégiées (Serres - Montclus - Montjay ; Verclause-Lemps - Rosans ; Lachau-Eourres, Nord et Est de Valdrôme, Sisteron) qui coïncident assez souvent avec des zones troublées de l'Hauterivien, ce qui indique une persistance des mouvements du fond dans les régions sus-nommées. Nous n'avons trouvé aucun lien direct entre la répartition de ces zones privilégiées et celle des faciès (organo-détritiques et pélagiques) du Barrémien que nous a communiquée M. Moullade. Il semblerait cependant qu'au sein de la zone troublée, les niveaux glissés se rencontrent surtout dans les terrains barrémiens présentant des inter-lits marneux épais.

Dans la région de Sisteron, la réduction d'épaisseur de la série, déjà amorcée à l'Hauterivien supérieur, se poursuit au Barrémien et au Bédoulien et coïncide avec la réapparition de niveaux glissés abondants. Ces observations étayaient l'hypothèse (déjà formulée par M. Moullade. Communication orale) d'un seuil persistant, balayé par des courants lents, ne permettant pas une sédimentation abondante; elles impliquent également l'existence de pentes fortes sur lesquelles une grande partie des apports auraient subi des phénomènes de glissements continus, entraînant les particules vers le bas de la pente. De temps à autre se déclenchaient des glissements d'une partie de la masse déposée sur les pentes.

Les mesures de direction des axes des plis formés par les bancs glissés n'ont aucune valeur en elles-mêmes, étant donné le fort redressement des couches dû à la tectonique (voir chapitre V). Il serait donc nécessaire d'effectuer de nombreuses mesures de direction des plans réguliers pour reconstituer la direction et le plongement de l'axe de l'anticlinal - (La conformation des structures tectoniques, très allongées, se prête mal à une telle opération). Il serait ensuite possible, par restitution stéréographique, de connaître la direction de la pente sous-marine et de savoir si cette direction reste constante de l'Hauterivien au Bédoulien comme nous l'avons vu pour la région de Montclus.

Entre ces zones privilégiées, la diminution de la fréquence des glissements indique la rareté de pentes sous-marines fortement marquées, donc des mouvements du fond peu importants. La fréquence des changements de faciès empêche cependant une étude comparative précise. Toutefois, on peut noter qu'au Sud du territoire étudié (Montagne de Lure) et au Nord-Est (centre de la feuille de Die), la présence de dépôts épais à stratification régulière implique l'existence de bassins subsidents à pentes douces.

- Au Bédoulien, les variations de faciès sont encore plus fréquentes qu'au Barrémien; nous n'avons trouvé aucun lien entre la répartition des niveaux glissés et celle des faciès organo-détritiques et pélagiques. Tout au plus peut-on constater une prédilection des glissements pour les terrains bédouliens présentant des interlits marneux relativement épais. Les deux zones riches en glissement de Serres-Montclus et Verclause coïncident de façon approximative avec des zones troublées du Barrémien; des mouvements du fond ont dû y créer à plusieurs reprises des pentes favorables aux glissements.

Nous avons déjà vu que la troisième zone riche en glissement, celle de Sisteron, correspond à quelque chose de tout à fait différent.

CONCLUSIONS GENERALES

Nous avons présenté, dans ce mémoire, une étude des phénomènes de glissements sous-marins observés dans les terrains secondaires de la fosse vocontienne, décrivant tout d'abord les diverses structures le plus communément rencontrées.

Nous avons montré que, dans le cas des glissements bien caractérisés, la conservation, même dans les structures de glissement les plus complexes, du litage des bancs calcaires et du feuilletage des marnes impliquent des déformations à l'état plastique (plus ou moins cassant pour les vases calcaires).

Nous avons observé que certaines de ces structures (structure "plissée", structure "boudinée complexe" et structure "amygdalaire complexe" sont des structures élémentaires déterminées par l'épaisseur des couches de vases calcaires et argilo-calcaires affectées par le glissement. Ces structures suivent, en fonction du déplacement de la masse glissée, des évolutions parallèles qui peuvent les amener à un stade pseudo-conglomératique. Même dans ce dernier cas on ne peut parler de véritable écoulement; la remise en suspension des vases argilo-calcaires n'est pas totale (observation parfois de traces du feuilletage originel dans le ciment marneux de certains pseudo-conglomérats). Il serait plus exact de parler "de glissement d'une masse pâteuse". Ces glissements pseudo-conglomératiques ne se font jamais à l'état liquide (courants de turbidité), où les éléments sont transportés en suspension dans le courant boueux.

Nous pouvons considérer que seules les coulées boueuses du Berriasien supérieur dans le Nord de la fosse vocontienne (ayant transporté des éléments néritiques), ainsi que les coulées génératrices de pseudo-microconglomérats, se sont effectuées à l'état liquide et peuvent être assimilées à des courants de turbidité.

Nous avons^{dé}montré que le déplacement des masses affectées de glissements caractérisés n'est jamais important : quelques dizaines de centimètres à quelques dizaines de mètres. Ainsi les niveaux troublés ne sont pas allochtones par rapport aux niveaux encaissants, de même que la majorité des pseudo-brèches à ciment calcaire. Par contre les pseudo-conglomérats à éléments arrondis sont nettement

allochtones par rapport aux niveaux encaissants sans que leur déplacement soit pour autant très important.

Nous avons ensuite montré que la présence de niveaux glissés est sous la dépendance (si la nature des sédiments ou les épaisseurs des bancs ne varient pas de façon excessive) des variations de la pente sous-marine. Nous avons mesuré des inclinaisons atteignant couramment 5° à 10° et même parfois 15° (valeurs obligatoirement inférieures à la réalité - cf. chapitre IV) . Nous supposons que ces pentes ont été créées à certaines périodes et dans des zones relativement localisées, par des mouvement du fond.

Au Séquanien inférieur ces glissements se répartissent dans une zone allongée de direction Nord-Ouest - Sud-Est.

Au Crétacé inférieur les diverses zones riches en glissement, également très localisées à une époque donnée, ne s'alignent pas géographiquement suivant une direction déterminée. Par contre certaines de ces zones montrent dans le temps une persistance des mouvements du fond allant de l'Hauterivien jusqu'au Bédoulien. Nous avons même pu mettre en évidence, dans la région de Montclus, une constance de la direction de la pente sous-marine durant toute cette période. Par contre, dans la région de Verclause, nos mesures mettent en évidence une variation continue de la direction de la pente, de Nord - Nord-Est - Sud - Sud - Ouest à franchement Est-Ouest.

Nous avons vu que les directions de glissement, déduites de mesures localisées, à Verclause et à Montclus, ne présentent aucun lien avec les directions des plissements édifiés lors des différentes phases orogéniques connues au Crétacé et au Tertiaire. Il ne faut toutefois pas perdre de vue que cette conclusion négative devrait être étayée par de nombreuses autres mesures, étendues à toute la région, pour acquérir une valeur générale.

Enfin nous avons noté qu'au Barrémien et au Bédoulien la répartition des zones glissées est indépendante de la répartition des faciès organo-détritiques ou pélagiques. On peut constater cependant que les glissements s'observent surtout dans le Barrémo-Bédoulien à interlits marneux bien développés, que d'autre part ils sont absents dans les régions où les dépôts sont très épais (Montagne de Lure, centre de la feuille Die).

Cette étude, certes incomplète, nous a cependant permis de soulever, rarement hélas de résoudre de manière satisfaisante pour l'esprit, un certain nombre de problèmes.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- ALLIOT C., FLANDRIN J., MOULLADE M. -
 - Les Sédiments grossiers du Berriasien de la "fosse vocontienne". 1964. Trav. Lab. Géo. Fac. Sci. Lyon, N° 11.
- ARKHANGUELSKY A.D.
 - Glissements de sédiments sur le fond de la Mer Noire et importance du phénomène pour la géologie. 1930. En Russe. Sommaire en anglais. Bull. Soc. Nat. Moscou. Sect. Géol. N.S. 38, p. : 32-80.
- BOSWELL P.G.H.
 - The floor of the ocean. 1938. Smithsonian Report. p : 275-287.
 - The stability of minerals in Sedimentary rock. 1942. Quat. Journ. Geol. Soc. of. London - Vol.XCVII - part 2-4.
 - A Preliminary examination of the thixotropy of some sedimentary rocks. 1949. Quat. Journ. Geol. of. London. Vol. CIV - part 4 , p : 499-526.
 - Muddy Sediments (Traité - Cambridge 1961)
- BOURCART M., GLANGEAUD L.
 - Perturbations sous-marines et courant de turbidité résultant du tremblement de terre d'Orléansville. Déc. 1958. Bull. d'Inf. du Comité Centr. d'Océanographie et d'Etude des côtes.
- BOWEN E.J. - Physical states of aggregation. 1946. Sci. Progress. 34, p : 477-48
- BUCHER W.H.- Rôle of gravity in orogenesis - oct. 1956 - Bull. geol. Soc. Am. vol. 67, N° 10 , p : 1295-1318.
- CHRISTOL L.- Etude du Crétacé inférieur de Noyers sur Jabron (Montagne de Lure) 1943. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. N° 212 - Tome XL IV , p: 223-224.
- COTILLON P.- Sur un nouvel exemple de couches à déformations synsédimentaires. Nov. 1963. C.R. sommaire Soc. Géol. Fr. f. : 8, p: 269.
- DZULINSKI S., SMITH A.J.
 - Convolute laminations ... Sept. 1963 - Journal of Sedimentary Petrology; vol. 33, N° 3 , p : 616 - 627.
- ERHART - La genèse des sols en tant que phénomène géologique (Masson, Edit.)
- FLANDRIN J. (cf. ALLIOT).
- GAY M., RECY J. - Direction de quelques structures de glissement sous-marin dans le Crétacé inférieur des Baronnies. Fév. 1965. Acad. Sc. Paris, t. 260, p : 2007 - 2010.

- STRAHAN A. and others. The geology of the South Wales coalfield - 1948 - Mem. geol. Surv. p : 165 (citation prise chez P.G.H. KUENEN 1948).
- TOUCAS A. Faune des couches tithoniques de l'Ardèche - 1890 - Bull. Soc. Géol. Fr. p : 563 - 564 .
-

LES GLISSEMENTS SOUS-MARINS SYNSEDIMENTAIRES DANS
LES SEDIMENTS SECONDAIRES DE LA FOSSE VOCONTIENNE

	<u>Pages</u>
I/ <u>INTRODUCTION</u>	1
A. GENERALITES ET HISTORIQUE	1
B. RAPPEL DES FACIES DES FORMATIONS SECONDAIRES DE LA "FOSSE VOCONTIENNE"	3
C. CADRE ET PLAN DE L'ETUDE	9
D. PRESENTATION DES DOCUMENTS ICONOGRAPHIQUES	10
II/ <u>DESCRIPTION DES DIFFERENTES FORMES DE GLISSEMENT.</u>	
Forme des bancs, dimensions et dénominations caractéristiques de la structure de glissement	11
A. STRUCTURES DE GLISSEMENT PROPREMENT DITES	12
a) Structure plissée simple	13
b) Structure plissée complexe	13
c) Structure plissée et laminée	15
d) Structure boudinée simple	15
e) Structure boudinée complexe	17
f) Structure amygdalaire simple	17
g) Structure amygdalaire complexe	20
h) Structure oblique ,.....	20
B. PSEUDO-BRECHES ET PSEUDO-CONGLOMERATS	23
a) Exemple de structure pseudo-bréchique à ciment calcaire rare	26
b) Exemple de structure pseudo-bréchique à ciment calcaire abondant	27
c) Exemple de structure pseudo-bréchique à éléments fortement émoussés et parfois presque arrondis et ciment calcaire	29
d) Exemple de pseudo-conglomérat à ciment marneux	31
C. <u>DESCRIPTION DE "CONVOLUTE-LAMINATIONS"</u>	36
III/ <u>ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES DE LA SERIE ETUDIEE</u>	38
A. NATURE ET POURCENTAGE DES CONSTITUANTS	38

B. ETUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE DES SEDIMENTS.....

1) Exposé de la méthode utilisée

2) Exposé des résultats

IV/ COMPORTEMENT PHYSICO-CHIMIQUE DES BOUES et ETUDES DES CONDITIONS DE GLISSEMENT. 52

A. RAPPEL DE QUELQUES PROPRIETES 52

B. APPLICATION AUX PHENOMENES DE GLISSEMENT 57

a) glissements de terrains 57

b) glissements sous-marins 57

1) courants de turbidité

2) glissements sous-marins proprement dits

C. INFLUENCE DE LA PENTE 59

D. INFLUENCE DE LA COMPOSITION DES SEDIMENTS 60

E. INFLUENCE DE L'EPaisseur DES BANCs SUR LES DEFORMATIONS 61

V/ ESSAI DE MESURES DE DIRECTION DES AXES DES STRUCTURES DE GLISSEMENT SUR QUELQUES EXEMPLES CHOISIS. 62

VI/ REPARTITION CHRONOLOGIQUE DES DIFFERENTES STRUCTURES DE GLISSEMENT 67

VII/ REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES STRUCTURES DE GLISSEMENT 78

VIII/ CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES 84

CONCLUSIONS GENERALES 90

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE 92

VU :

Les Membres du Jury

J. FLANDRIN

P. GEVIN

M. CHENEVOY

Vu et approuvé

Le Doyen de la Faculté des Sciences

J. BRACONNIER

Vu et accordé le permis d'imprimer

LYON, le 24 Juin 1965

Le Recteur

Membre du Conseil de l'Université

P. LOUIS

